MIKROFAZIELLE UNTERSUCHUNGEN

im Korallenoolith und Kimmeridge von Süntel, Deister, Klein-Deister und nördlichem Selter-Zug im Niedersächsischen Becken

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
dem Fachbereich Erdwissenschaften
der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von
Dipl. Geol. M. Taher Radwany
aus Mosul/Irak

1974

74 469

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546528_0087

MIKROFAZIELLE UNTERSUCHUNGEN

im Korallenoolith und Kimmeridge von Süntel, Deister, Klein-Deister und nördlichem Selter-Zug im Niedersächsischen Becken

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
dem Fachbereich Erdwissenschaften
der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von
Dipl. Geol. M. Taher Radwany
aus Mosul/Irak

1974

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 27.8.1974

Dekan: Professor Dr. D. Herm

1. Berichterstatter: Professor Dr. A. Seilacher

2. Berichterstatter: Professor Dr. D. Herm

Inhaltsverzeichnis

		Seite
	VORWORT	3
0.	ZUSAMMENFASSUNG	4
I.	ALLGEMEINER TEIL	6
I.1.	Einleitung	6
I.2.	Lage und Orographie des Untersuchungsgebietes	8
I.3.	Aufschlußverhältnisse	8
II.	STRATIGRAPHISCH-FAZIELLE ENTWICKLUNG.	11
II.1.	Hersumer Schichten (Unter Oxford) ...	11
II.1.a.	Aufschlußverhältnisse	11
II.1.b.	Abgrenzung und Gliederung	11
II.1.c.	Entwicklung	12
II.1.d.	Zur Mikrofazies	16
II.2.	Ober Oxford Korallenoolith	17
II.2.a.	Aufschlußverhältnisse	17
II.2.b.	Abgrenzung und Gliederung	18
II.2.1.	Unterer Korallenoolith	19
II.2.1.1.	Basis-Austernbänke	19
II.2.1.1.a.	Abgrenzung	19
II.2.1.1.b.	Entwicklung	20
II.2.1.1.c.	Mikrofazies	25
II.2.1.2.	Untere Korallenbank	25
II.2.1.2.a.	Abgrenzung	25
II.2.1.2.b.	Entwicklung	26
II.2.1.2.c.	Mikrofazies	28
II.2.1.3.	Oolithregion I	29
II.2.1.3.a.	Entwicklung	29
II.2.2.1.	Nerineenbank I	33
II.2.2.1.1.	Entwicklung	35
II.2.2.1.2.	Die Omissionen unter und über der Nerineenbank I	38
II.2.2.	Mittlerer Korallenoolith	39
II.2.2.2.	Die Oolithregion II	39
II.2.2.2.a.	Entwicklung	39
II.2.2.3.	Florigemma-Bank	44
II.2.2.4.	Obere Korallenbank	46
II.2.2.5.	Oolithregion III	50
II.2.2.5.a.	Abgrenzung	50
II.2.2.5.b.	Entwicklung	50
II.2.2.6.	Humeralisschichten	54
II.2.2.6.a.	Abgrenzung und Gliederung	54
II.2.2.6.b.	Entwicklung	55
II.3.	Kimeridge	64
II.3.1.	Aufschlußverhältnisse	64
II.3.2.	Abgrenzung und Gliederung	65
II.3.3.	Entwicklung	66
II.3.3.1.	Unterer Kimeridge	66

Seite

II.3.3.2.	Mittlerer Kimeridge	71
II.3.3.3.	Oberer Kimeridge	78
III.	DIE PALÄOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG	80
III.1.	Überblick	80
III.2.	Paläographische Entwicklung des Untersuchungsgebietes zur Oxford-Kimeridgezeit	81
III.2.1.	Entwicklung bis zur Gigas-Transgression	81
III.2.2.	In der Korallenoolithzeit	85
III.2.2.1.	Untere Korallenbank	86
III.2.2.2.	Oolithregion I	89
III.2.2.3.	Die Nerineenbank I	89
III.2.3.	Kimeridgezeit	91
III.2.3.1.	Unterer Kimeridge	92
III.2.3.	Mittlerer Kimeridge	93
III.2.3.3.	Oberer Kimeridge	93
IV.	OOIDE UND OOLITH	95
IV.1.	Die Entstehung der marinen Kalkooide	95
IV.2.	Ooide im Korallenoolith	98
V.1.	KORNGRÖSSEN-ANALYSEN AN OOIDEN DES KORALLENOOLITHS	102
V.1.1.	Rückschlüsse	113
VI.	HARTGRÜNDE	117
VI.1.	Allgemeines	117
VI.2.	Beispiele	117
VI.2.1.	Hartgründe in den sog. Humeralis-Schichten (Typ I)	118
VI.2.2.	Hartgrund in der Florigemma-Bank am Thüster Berg und Duinger Berg im mittleren Korallenoolith (Typ II) ...	123
VI.2.3.	Aufsiedlerbank in der Oolithregion III (Typ III)	124
VI.3.	Zur Palökologie.....	125
VI.4.	Zur Entstehung und Paäographie der Hartgründe	126
	ERGEBNISSE	128
	FOSSILLISTEN	131
	LITERATURVERZEICHNIS	140
	VERZEICHNIS DER BENUTZTEN KARTEN UND DEREN ERLÄUTERUNGEN	157
	VERZEICHNIS DER TAFELN	158

Vorwort

Herrn Professor Dr.A.Seilacher danke ich für die Anregung und seine durch nie erlahmendes Interesse getragene Betreuung der Arbeit.

Herr Professor Geyer (Stuttgart) übernahm liebenswürdigerweise die Bestimmung der Korallen, Herr Dr.Gramann vom Bundesamt für Bodenforschung (Hannover) die der Mikrofossilien.

Die Herren Dr.Schumann, Hemleben, Lippmann und Hückel haben durch zahlreiche Diskussionen und Anregungen zum Gelingen der Arbeit beigetragen. Fräulein K.Gross und Herrn K.Dobarth danke ich für die sprachliche Überarbeitung des Manuskripts. Herr Wetzel führte die Fotoarbeiten aus.

0. Zusammenfassung

Die Oxford-Kimeridge-Ablagerungen der Hils-Lauenauer Senke (NW-Deutschland) und der angrenzenden Schwellen wurden mikrofaziell untersucht. Im Schwellenbereich wurden Hartgründe, Diskordanzen, Aufarbeitungssedimente und z.T. Korallen-Besiedlung beobachtet, die im Becken fehlen. Die Ooide der Schwellen sind gegenüber den in der Senke gebildeten größer und besitzen größere Kerne. Dickbankige, teils linsenförmige Dolomite auf den Schwellen und an ihren Rändern werden als Ablagerungen eines lagunären, im Gezeitenbereich liegenden Milieus gedeutet.

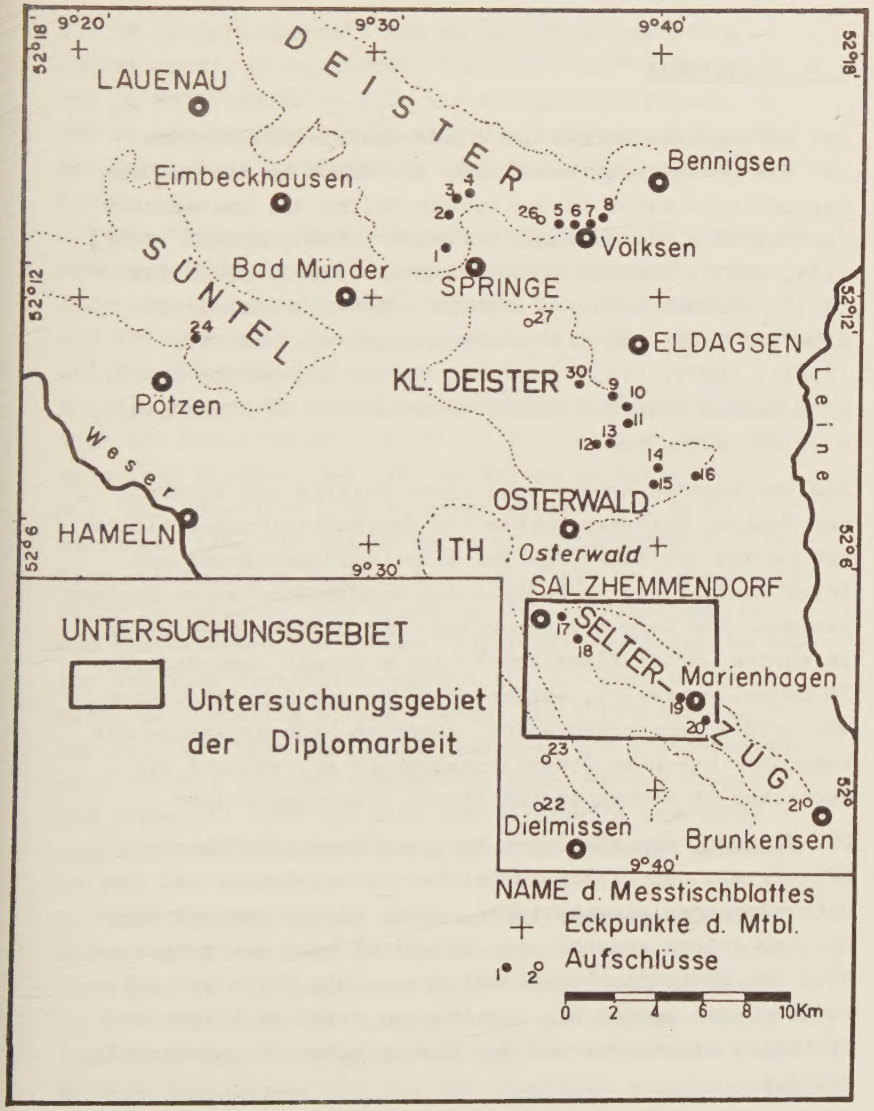

9°20'
9°30'
9°40'
52°18'
52°12'
52°6'
LAUENAU
DEISTER
Eimbeckhausen
Bennigsen
Völksen
SÜNTEL
Bad Münder
SPRINGE
ELDAGSEN
KL. DEISTER
Pötzen
Weser
HAMELN
OSTERWALD
ITH
Osterwald
SALZHEMMENDORF
SELTER-ZUG
Marienhagen
Dielmissen
Brunkensen
Leine
UNTERSUCHUNGSGEBIET
Untersuchungsgebiet der Diplomarbeit
NAME d. Messtischblattes
Eckpunkte d. Mtbl.
Aufschlüsse
0 2 4 6 8 10Km

Abb. 1

I. Allgemeiner Teil

I.1. Einleitung

Der geologische Aufbau des Niedersächsischen Beckens und die geologische Geschichte des Malms in diesem Raum beschäftigte schon in der ersten Hälfte des neunzehnten Jahrhunderts die Geologen HOFFMANN (1830), ROEMER (1836, 1839, 1857), CREDNER (1863), BRAUNS (1864), STRUCKMANN (1878) und die Schule v.KOENENs (1906). Grundlegende Arbeiten lieferten die Untersuchungen von DAHLGRÜN (1923), SCHOTT (1930), KLÜPFEL (1931) und RAECKE (1933). Eine Zusammenfassung dieser Arbeiten ist in HOYER (1965, S.92 ff) enthalten.

Die vorliegende Arbeit soll einen Beitrag zur Kenntnis von Fazies, Paläogeographie und Sedimentationsgeschichte des Oxford und Kimeridge der Hils-Lauenauer-Senke und ihrer Randgebiete im Südteil des Niedersächsischen Beckens liefern. Die Lage der Schwellen- und Beckenachsen blieb im ganzen Oxford-Kimeridge-Zeitraum nahezu unverändert. Im Schwellenbereich, insbesondere an den Schnittpunkten der beiden Achsenrichtungen, lagerten sich Sedimente mit besonders betontem Schwellencharakter ab, während die Isopachen im Beckenbereich starke Absenkung zeigen.

Der Versuch, den südlichen Teil des Niedersächsischen Beckens mit dem Osterwald-Deister-Süntel-Gebiet bei den Untersuchungen einzubeziehen, wurde bisher von den Bearbeitern selten gemacht und ermöglicht hier ein genaueres Bild der Sedimentationsverhältnisse. Mit Hilfe von Mikrofazies-Typen wurden die Beziehungen zwischen Litho- und Biofazies einerseits und der Paläogeographie andererseits geklärt.

1.) Im Schwellenbereich kam es zu Hartgrundbildung (Omissionen), Diskordanzen, Aufarbeitungssedimenten und im Korallenoolith z.T. zur Korallenbesiedlung. In den Becken dagegen lagern sich die Schichten konkordant ab. Hartgründe (Omissionen) bzw. Aufarbeitungshorizonte fehlen.
2.) Die "Hils-Lauenauer-Senke" (RAECKE 1933) bildete im Malm und insbesondere in der Korallenoolithzeit einen lagunären Ablagerungsraum, der von Schwellen umgrenzt und noch genügend durchbewegt war, um Ooide, Kalktrümmer und Fossildetritus entstehen zu lassen.
3.) Die großen Mächtigkeitsunterschiede zwischen Schwellen- und Becken-Bereich sind auf die in Nr.1 erwähnten relativen Einsenkungen bzw. Aufstiege zurückzuführen.
4.) Die Schwellen sind zu einem großen Teil durch Verwerfungen (Abschiebungen) begrenzt. Entsprechende Schollenverschiebungen lassen sich auch sonst im Schwellenbereich feststellen. Sie spiegeln sich in Mächtigkeits- und Faziesänderungen wieder. Aufarbeitungshorizonte zeigen stärkere Vertikalbewegungen an, die über weite Gebiete gleichzeitig wirksam waren. Ihr Höhepunkt lag in der Deister-Phase (zwischen Kimeridge und Gigas-Schichten) und der Osterwald-Phase (zwischen Münder Mergel und Serpulit) ohne daß sich der allgemeine Charakter gegenüber den üblichen Bewegungen der Malmzeit geändert hätte.
5.) Die Ooidbildung als Ausdruck der Wasserbewegungen war in den Schwellenregionen intensiver. Sie läßt sich aber auch in die lagunären Becken verfolgen, wo ebenfalls Ooidbildung und Ooidwachstum stattfanden. Ooide der Schwellenregionen zeigen jedoch größere Kerne und zugleich größere Durchmesser als die der lagunären Beckenbereiche.
6.) Die dickbankigen, teils linsenförmig auskeilenden Dolomite, die in lagunärem, den Gezeiten stark ausgesetztem Milieu abgelagert wurden, sind zum größten Teil

primärer Natur. Untergeordnet tritt daneben sekundäre Dolomitbildung an Zerrüttungszonen auf.

I.2. Lage und Orographie des Untersuchungsgebietes

Geologisch umfaßt das Untersuchungsgebiet im Westen einen Teil der Süntel-Selter-Achse mit ihrer ungefähr SE-NW streichenden und rückenbildenden Malmfolge (Abb.1). Im Süden streicht der Selter-Zug (Thüster-Duinger-Berg) mit etwa 130°. Der erosionsbeständigere Korallenoolith und die überlagernden Kimeridge-Schichten fallen mit 10°-20° nach S bis SW ein. Fast parallel zum Selter-Zug verlaufen die Höhen des Iths, wobei die Malm-Schichten nach E - NE einfallen. Ein tektonischer Graben mit großen Randverwerfungen (Abschiebungen) prägt hier das Landschaftsbild. Im Norden des Untersuchungsgebietes verläuft die Achse des Deister-Sattels ungefähr in herzynischer Richtung von Völksen bis Bentorf (s.auch HOYER 1965, S.14). An der östlichen Flanke des Deister-Sattels fallen die Ausbisse des Korallenooliths mit ca. 10° nach NE ein. In dem Komplex des Deister-Sattels bilden die zu Tage tretenden Malm- und Wealden-Schichten des Kleinen Deisters, des Nesselbergs und des Osterwalds, die bei 130° streichen und mit ca. 15° nach S-SW einfallen, den Südwestteil.

I.3. Aufschlußverhältnisse

An mehreren Stellen im nördlichen Selter-Zug, besonders bei Marienhagen (Duinger-Berg) und Salzhemmendorf (Thüster-Berg), im Osterwald, Süntel und im Deister befinden sich zahlreiche Steinbrüche, die sich in der Regel auf die karbonathaltigeren Schichten des Korallenooliths beschränken.

Selten werden die Heersumer Schichten im Liegenden (Unter-Oxford) oder die des Kimeridge im Hangenden durch den Steinbruchbetrieb angeschnitten; daher sind diese beiden Stufen in den bearbeiteten Profilen nur dürftig vertreten.

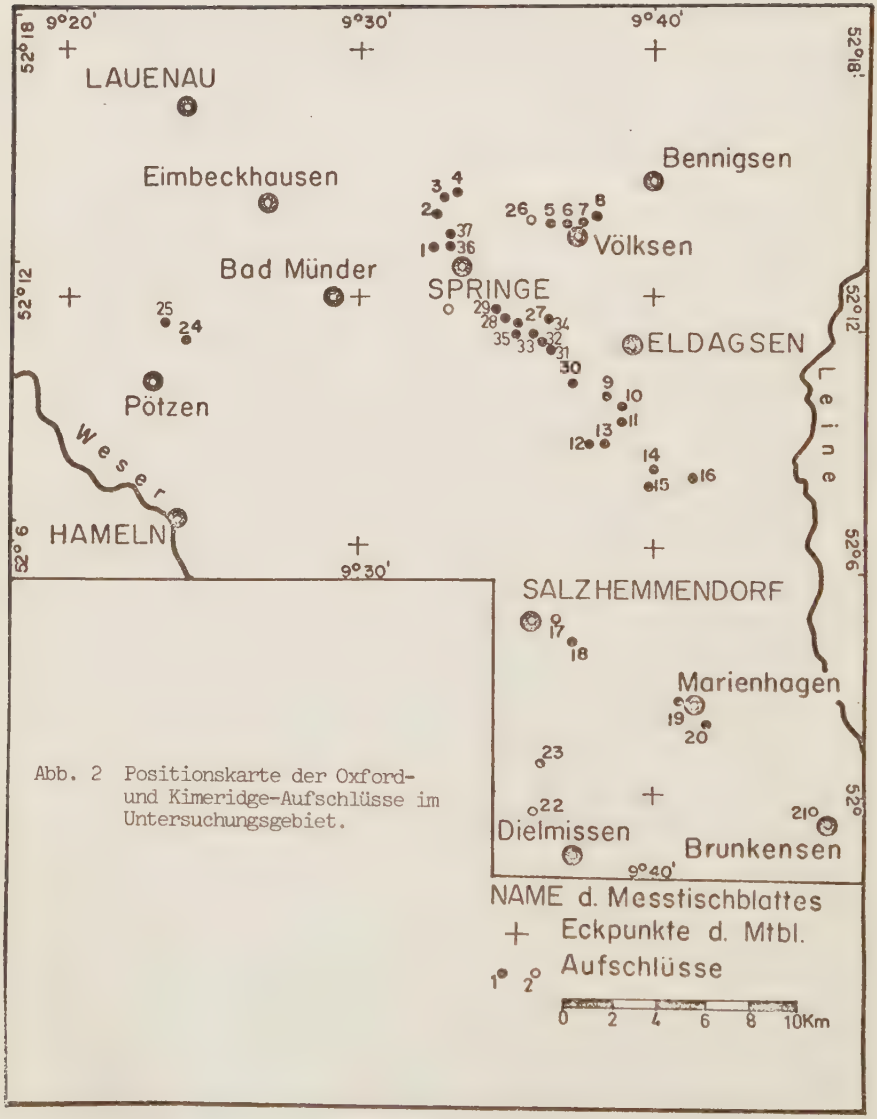


Abb. 2 Positionskarte der Oxford- und Kimeridge-Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet.

Abb. 2

II. Stratigraphisch - Fazielle Entwicklung

II.1. Heersumer Schichten (Unter Oxford)

II.1.a. Aufschlußverhältnisse

Die Heersumer Schichten sind im Untersuchungsgebiet sehr mangelhaft aufgeschlossen, denn die Gesteine dieses Horizontes sind für die Bauindustrie uninteressant. In den Korallenoolith-Brüchen überdeckt der Schutt des hangenden Korallenooliths die Heersumer Schichten, so daß auch Lesesteine davon selten zu finden sind.

Aufschlüsse der Heersumer Schichten aus dem Deister standen zur Auswertung zur Verfügung. Es sind die Profile Nr.1, 3 und 4 (Abb. 3). Dazu kommen zwei Profile aus der Literatur, die heute nicht mehr zugänglich sind.

II.1.b. Abgrenzung und Gliederung

Die Untergrenze der Heersumer Schichten gegen den Ornatenton ist im Arbeitsgebiet nur in einem einzigen Fall aufgeschlossen (Prof.1). Eine Untergliederung der Heersumer Schichten, wie sie SIEGFRIED (1953, S.273-360) im Gebiete des Hildesheimer Jura-Zuges durchgeführt und belegt hatte, war hier wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und der Unvollständigkeit der Profile nicht durchgehend anwendbar. Es ist jedoch auffällig, daß die petrographische Beschaffenheit der Heersumer Schichten im Untersuchungsgebiet derjenigen im Hildesheimer Jura-Zug ähnelt.

II.1.c. Entwicklung

Im Deister beginnen die Heersumer Schichten am Ebersberg bei Springe (Prof.1, Sch.1-9, Abb. 3) mit einer 5 m starken schwärzlichen Kalksandsteinbank, die konkordant auf den Liegenden, bräunlichen, fetten Ornaten-Tonen lagert. Der Wechsel vom Ornaten-Ton zu den Heersumer Schichten ist durch eine ständige Kalkgehaltszunahme nach oben mit gleichzeitiger Abnahme des Tongehalts charakterisiert. Außerdem werden zum Hangenden hin in zunehmendem Maße sehr feine Sande geschüttet. Eine dunkle Flammung entsteht durch dunklere, tonig-sandige Flecken zwischen den helleren karbonatischen Schlieren. Es folgen ca. 2 m Mergelkalke mit geringem Feinsandgehalt. Im Hangenden der darauf folgenden Bank 3 fand sich im Profil 1 ein unvollständiger Abdruck von Aspidoceras catena? (SOWERBY). Dieser Fund erlaubt die Einordnung der oben beschriebenen Folge in die unteren Heersumer Schichten (s. SIEGFRIED 1953).

Die Schichten 4 und 5, welche aus feinsandigen Kalken und Mergelkalken mit tonigen Linsen und Schlieren bestehen, gehören schon zu den Oberen Heersumer Schichten. Mangels zuverlässiger Fossilfunde lasse ich hier die Oberen Heersumer Schichten mit der kalkreichen, sehr feinkörnigen (mikritischen), harten Bank 4 beginnen, die Schalenbruchstücke von Gryphaea sp. und Pectiniden aufweist, sowie winzige Spaltenfüllungen und Drusen von Achat und Pyrit enthält.

Ähnliche Beobachtungen machte SIEGFRIED (1953) in den Oberen Heersumer Schichten des Hildesheimer Jura-Zuges. Die Bank 5 besteht aus teils verkieseltem, sehr feinsandigem Kalk mit dunkelgrauen bis schwarzen Tonschmitzen. Der Übergang zur Schicht 6 (sehr feinsandiger Mergel) ist durch eine knauerige Lage an deren Basis gekennzeichnet.

Zum Hangenden der Schicht 6 wird hier das Maximum an Sandgehalt etwa in der Mitte der Heersumer Schichten erreicht. Im allgemeinen ist in den Heersumer Schichten von unten nach oben eine kontinuierliche Kalkgehaltszunahme zu beobachten. Gleichzeitig nimmt der Tongehalt ab. Auch der Feinsandgehalt nimmt nach einem Maximum im unteren Teil der Oberen Heersumer Schichten nach oben hin wieder ab. Die Bänke 7 und 8 zeigen beispielhaft die kontinuierliche Zunahme des Kalkgehaltes in Richtung auf den Korallenoolith, sowie die unbedeutende Rolle der Tone für die Bildung von Schlieren und dunklen Sprenkelungen. Sie beschränken sich auf sehr dünne, schwarze Filme, die einzelne Bänkchen und Flasern (5-10 cm stark) trennen (s.Profil 1/7 a,b und c, Abb. **3**). Die beiden erwähnten Schichten bestehen aus hellbraunen, feinkörnigen Mergelkalken (pelmikritischer Mergelkalk), die, wie schon die liegenden Bänke zeigen, nach oben kalkiger werden bei gleichzeitiger Abnahme des Feinsandgehaltes. Die Hangende Bank 9, bestehend aus Kalk- bis sandigem Kalkstein, wird durch millimeterdicke Tonmergellagen in dünne Bänkchen und grobflaserige Lagen geteilt. Im oberen Teil der Bank treten Hornsteinlinsen und starke Hornsteinlagen hervor und markieren diese Bank auf längere horizontale Erstreckung.

In den Profilen 3 und 4 am östlichen Deister (Abb. **3**) sind die Heersumer Schichten nur teilweise aufgeschlossen, so daß eine sinnvolle Untergliederung, wie sie bei Profil 1 durchgeführt wurde, hier nicht möglich ist. Die Bank 1, Profil 3 besteht aus graubraunen, mikroklastischen feinen Kalken mit geringfügigem Feinsandgehalt in Wechsellagerung mit Hornsteinlinsen und teilweise durchgehenden Hornsteinlagen. Eine genaue Einstufung ist hier mangels Fossilführung nicht möglich. Es kann aber angenommen werden, daß die Bank oder die oberen an Silexkonkretionen reicheren Lagen den Oberen Heersumer Schichten angehören.

Im Profil 4 sind die Heersumer Schichten durch eine mächtige Kalkmergelbank vertreten, die in ihrem Aussehen (feinsandig, gelblich braun mit dunkler Flammung) an den liegenden Teil der Oberen Heersumer Schichten erinnern. Auch hier ist eine Abnahme des Ton- und Sandgehaltes nach oben hin zu beobachten. Im Hangenden dieser Bank liegt eine dunkelgraue Kalkbank, die durch sehr dünne, schwarze Tonlagen grobflaserig zerteilt wird. Sie ist feinoolithisch, arenitisch und enthält Bruchstücke von Pecten sp. und Ostrea sp. . Oben in dieser Schicht tritt Schrägschichtung auf (Streichen 150° Einfallen 20° nach NE).

Im Süntel ist eine ähnliche petrographische Entwicklung der Heersumer Schichten mit der vertikalen Abfolge Ton - sandiger Kalk - Kalk in dem von NAUMANN (1927 a) vom Baker Berg beschriebenen Profil wiederzuerkennen. NAUMANN fand im tieferen Teil Cardioceras sp., Gryphaeen, Pectiniden und Pholadomya, sowie Ostreen im oberen Teil. Er gibt eine Mächtigkeit von 15 m für die Heersumer Schichten im Süntel an.

Vom östlichen Osterwald beschreibt DAHLGRÜN (1923, S.735) das Profil vom Kattberg, das heute leider nicht mehr zugänglich ist. Dort liegen unten dunkle bis schwarze, tonige, sandige Oolithe mit Phosphoritknollen, die sehr fossilreich sind und u.a. Cardioceras cordatum SOWERBY enthalten. Im Hangenden folgen graue Tone mit Phosphoriten und Muschelresten. Nach einer fossilleren mächtigen Folge von grauen Tonen, die im oberen gelblichen Horizont lößkindelähnliche Kalkkonkretionen führen, folgen dickbankige, massige "Kalksandsteine" mit der Leitform Perisphinctes cf. wartae BUKOWSKI mut, antecedens SALFELD, die das Ober-Oxford einleitet. Die Heersumer Schichten sind hier anscheinend sehr viel toniger und fossilreicher ausgebildet. Im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes wurden die Heersumer Schichten Ende der 50er Jahre durch einen

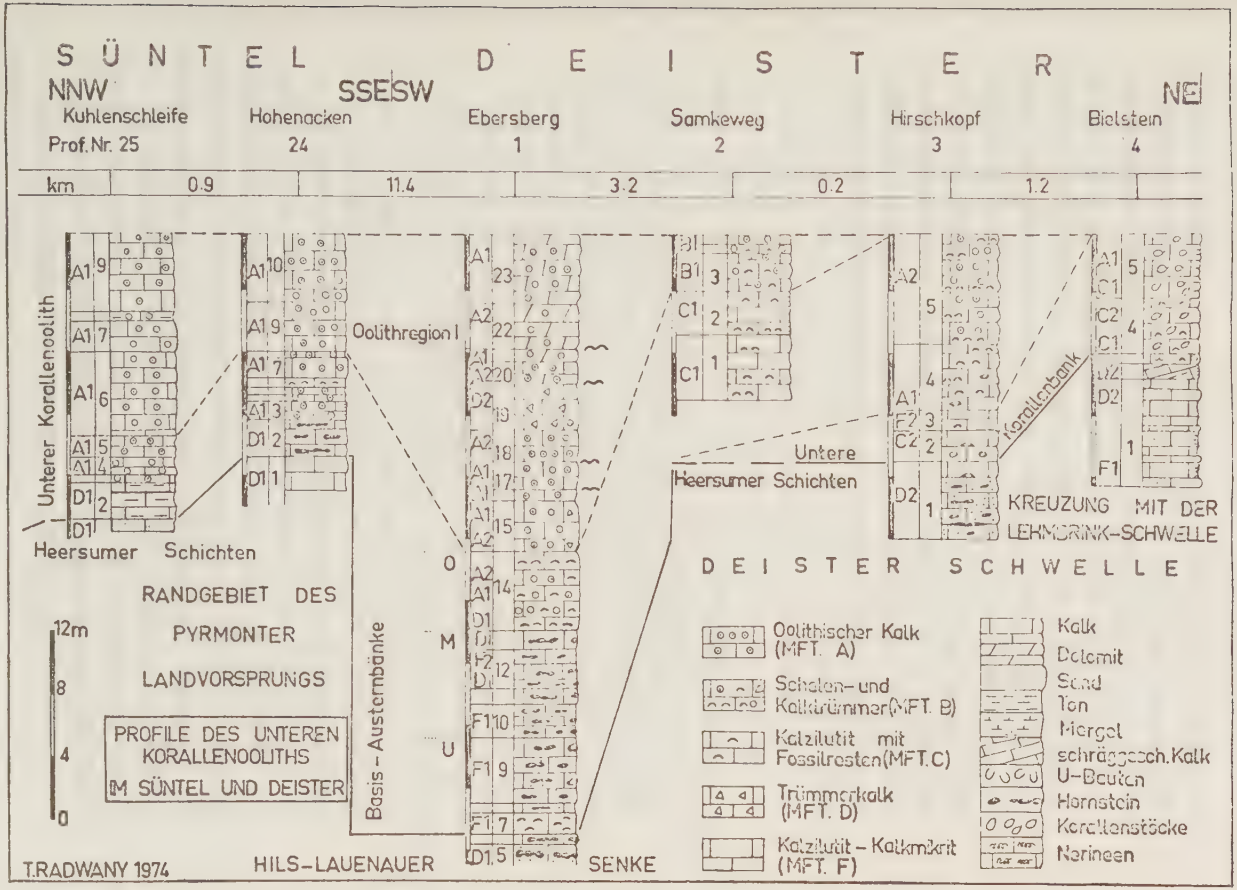

SÜNTEL
DEISTER
NNW
SSE
SW
NE
Kuhlenschleife
Hohenacken
Ebersberg
Samkeweg
Hirschkopf
Bielstein
Prof. Nr. 25
24
1
2
3
4
km
0.9
11.4
3.2
0.2
1.2
Unterer Korallenoolith
Oolithregion I
Heersumer Schichten
RANDGEBIET DES
PYRMONTER
LANDVORSPRUNGS
PROFILE DES UNTEREN
KORALLENOOLITHS
IM SÜNTEL UND DEISTER
12m
8
4
0
Basis-Austernbänke
O
M
U
Untere
Heersumer Schichten
Korallenbank
KREUZUNG MIT DER
LEHMKRINK-SCHWELLE
DEISTER SCHWELLE
T.RADWANY 1974
HILS-LAUENAUER
SENKE
Oolithischer Kalk (MFT. A)
Schalen- und Kalktrümmer (MFT. B)
Kalzilutit mit Fossilresten (MFT. C)
Trümmerkalk (MFT. D)
Kalzilutit – Kalkmikrit (MFT. F)
Kalk
Dolomit
Sand
Ton
Mergel
schräggeschichtet. Kalk
U-Bauten
Hornstein
Korallenstöcke
Nerineen

Abb. 3

Bergsturz bei Brunkensen am Südende des Duinger Berges bloßgelegt. Leider ist dieser Aufschluß durch einen erneuten Bergrutsch wieder fast völlig verschüttet worden. Aus den Profilzeichnungen von PLOTE (1959) ist zu entnehmen, daß zuunterst eine sandige, mergelige Folge von einer massigen, feinsandhaltigen, bankigen Schicht überlagert wird. In der noch freiliegenden, ca. 2 m starken, aus bräunlichgrauen dezimetermächtigen Mergelkalken und zentimeterdicken Mergellagen bestehenden Wechsellagerung fanden sich an der Basis spongillithische kieselige Mergel. Diese Folge gehört sicherlich den Oberen Heersumer Schichten an.

II.1.d. Zur Mikrofazies

Das mikroskopische Bild verändert sich besonders in den unteren Heersumer Schichten nicht wesentlich. Die Schichten 1 bis 3 des Profils 1 zeigen mikroklastische Calcilutite (MFT F 1), die fossilfrei sind. Eine mikroskopische Kreuzschichtung ist in der Probe 1/3b zu beobachten, die an Wattschlick-Ablagerungen erinnern. Dieses Bild ändert sich in den Oberen Heersumer Schichten, in deren mikroklastischen Kalken und Mergeln Flammung und Kreuzschichtung verschwinden. Dafür treten hier in den nun pelmikritischen bis mikroklastischen Kalken und Mergeln der Schichten 7-9 neue Elemente auf. Es handelt sich um ellipsoidische bis nierenförmige, aus Opal oder Chalzedon gebildete Kieselschwamm-Rhaxen (Anaxilen) sowie andere Schwamm-Spiculae, wie sie GRAMANN (1963) aus den Heersumer Schichten bei Dohnsen beschrieben hatte. Manche Rhaxen zeigen einen radialstrahligen Saum und ein kompaktes, opakes oder hohles Zentrum. Eine Kalzitisierung der Rhaxen ist häufig zu beobachten. Neben den Rhaxen und anderen Skelettelementen findet man Quarz-Feinsandkörner. Sie

bilden aber meistens nur einen geringen Anteil an den kieseligen Bestandteilen in den Oberen Heersumer Schichten. Die Übergangszone zum Korallenoolith (oberer Teil der Schicht 9) und die Basis des unteren Korallenooliths werden durch einen spiculitischen, quarzführenden Intramikrit gebildet. Auch in den Profilen 3 und 4 werden die Oberen Heersumer Schichten aus derartigen Intramikriten gebildet. Die erwähnten Übergangsschichten zum Korallenoolith enthalten spiculitische Knollen, die in ihrer Form an Kieselschwämme erinnern. GRAMANN (1963) nimmt, gestützt auf Vorkommen von rhaxenführenden Gesteinen im Lower Calcareous Grit und im Coral Rag sowie in der Zone der Cardioceras mariae der Ardennen, an, daß diese weitverbreiteten Bildungen auf massenhaftes Vorkommen von Schwämmen der Familie Geodiidae (Art der Rhaxella perforata HINDE 1890) zurückzuführen sind. Diese oben erwähnte Folge erscheint im Gelände als stark sandhaltiges und dolomitisches Gestein. Nur die mikroskopische Analyse hat einen genaueren Aufschluß über ihre Bestandteile und ihren Aufbau ergeben.

II.2. Ober Oxford (Korallenoolith)

II.2.a. Aufschlußverhältnisse

Das Obere Oxford ist verhältnismäßig gut aufgeschlossen. Seine für die Bauindustrie nutzbaren Gesteine werden in zum Teil großen Steinbrüchen ausgebeutet. Am östlichen Selterzug tritt der Korallenoolith klippenbildend auf. Einige der Aufschlüsse konnten in Hohlwegen aufgenommen werden. Insgesamt wurden mehr als 30 Korallenoolithprofile ausgewertet. Eine durchschnittliche Entfernung von 1 km trennte die einzelnen Profile im Deister und Osterwald voneinander und erlaubte somit eine detaillierte Parallelisierung.

II.2.b. Abgrenzung und Gliederung

Die untere Grenze des Korallenooliths ist im Süden des Untersuchungsgebietes nicht aufgeschlossen. Im Süntel ist die Grenze durch einen abrupten Wechsel vom Kalksandstein der Heersumer Schichten zu einer ca. 2 m mächtigen massigen dunkelgrauen Kalkwand gekennzeichnet. Diese Bank enthält nach NAUMANN Perisphinctes cf. wartae BUKOWSKI mut. antecedens SALFELD.

Am Ebersberg (Beckenregion) ist die untere Grenze des Korallenooliths durch eine etwa 20-30 cm starke streifenbildende Silexknollenlage gekennzeichnet. Diese Silexknollen sind in eine Mergelbank eingebettet. In den Aufschlüssen des Beckenrandes bis hin zu denen des Schwellenbereiches treten mehr oder weniger mergelige Knollenkalke oder oolithische Kalke mit Schrägschichtung (Prof.4) auf, die den Wechsel Heersumer Schichten - Korallenoolith markieren. Die Profile in der Schwellenregion sind durch die Bildung der sogenannten Korallenbank gekennzeichnet (Prof.4). Die Mächtigkeit der Oberen Heersumer Schichten nimmt in der Richtung der Schwellen allmählich ab, wie es auch SIEGFRIED (1953) für den Hildesheimer Jura-Zug beobachtete. Ferner ist zu vermuten, daß der Top der Oberen Heersumer Schichten einer Omission im Schwellenbereich zum Opfer gefallen ist (s. Prof.23, bei SIEGFRIED 1953; Profil C & D).

Der Gliederung liegen die stratigraphischen Arbeiten von ARKELL (1946-1956), SIEGFRIED (1953), HOFFMANN & SCHOTT (1955) und HOYER (1965) zugrunde (s.Tabelle). Hartgründe und Omissionsflächen boten neben mikrofaziellen und petrographischen Merkmalen weitere Anhaltspunkte für eine feinere Gliederung.

Der häufige aber nicht rhythmische Wechsel der Sedimentationsbedingungen führte zu den verschiedenen Fazies, die aber nicht immer Aufschluß über die Ablagerungsbedingungen gaben. Die mächtigen Oolith-Bänke in den Beckenpro-

filen z.B. dürfen nicht als bathymetrische Indikatoren angesehen werden, ohne genauere Analyse der mikroskopischen Bestandteile des Gesteins (die Profile 1, 18, 19 und 30). Die vertikale (Zeit-Gestein) Änderung ist hier mehrfach von einer horizontalen Änderung begleitet, die die Gliederung erschwert und zu Fehldeutungen führen kann.

Der Korallenoolith wurde von KLÜPFEL (1931) im Wesergebirge in die folgenden Leithorizonte gegliedert:

Nerineenbank
Fossilflöz (eisenooidenführend)
Wohlverwahrt-Region (eisenooidenführend)
Liegendquarzit
Zwischenflöz (eisenooidenführend)
florigemma-Bank
Westendorfer Region (eisenooidenführend)
Feldgrauer Sandstein
Victoria-Region (eisenooidenführend)
Klippenregion (eisenooidenführend)

Östlich des Wesergebirges, also im Süntel, Deister und Osterwald sowie am Selterzug gehen die meisten dieser Horizonte in massige Oolith- und Trümmerkalkbänke über. Im einzelnen dienen diese Leithorizonte KLÜPFELs als Basis für die mikrofazielle Analyse und werden im großen und ganzen beibehalten.

II.2.1. Unterer Korallenoolith

II.2.1.1. Basis-Austernbänke

II.2.1.1.a. Abgrenzung

Die Basis-Austernbänke bilden die tiefsten Schichten des Korallenooliths im Bereich des Beckenrandes. Sie

lagern konkordant auf den Heersumer Schichten mit Ausnahme von Aufschluß 27, wo eine Omissionsfläche mit einem Aufarbeitungshorizont zwischengeschaltet ist. Ihre obere Grenze ist nicht immer zeitkonstant, sondern sinkt zum Becken hin diachron ab. In den Aufschlüssen an den Beckenrändern dagegen umfassen die Basis-Austernbänke den gesamten Unteren Korallenoolith (Aufschlüsse 2, 3 und 27). Auf ihre Kosten fällt dann die Oolithregion I aus.

II.2.1.1.b. Entwicklung

Aufschluß I (Abb. 3) bietet einen guten Einblick in die Basis-Austernbänke. Sie lassen sich hier in Untere, Mittlere und Obere Austernbänke einteilen, die durch zwei fast gleichmächtige, fossilarme Mergel-Bänke getrennt sind. Auf eine gelbbraune bis gelbgraue Kalk- bis Kalksandsteinbank der Heersumer Schichten folgt eine Kalksandsteinschicht mit Kalkknollen und Knauern, die auf schwache Aufarbeitung hindeuten. Diese Schicht 8 wird als Basis des Korallenooliths betrachtet. Sie wird überlagert von der Unteren Austernbank, einer graubraunen, spätigen bis feinoolithischen Kalkbank, die z.T. dichte Schillagen von Ostreen, vorwiegend jedoch Pectiniden aufweist. Demgegenüber zeigt die Mittlere Austernbank mehr Ostreen; hier sind außerdem noch Chemnitzien festzustellen. Die Obere Austernbank führt hauptsächlich Ostreen (Bank 14). Die Gesamtmächtigkeit der Basis-Austernbänke beträgt hier etwa 10 m. Sie sind mit 7 m (von vermutlich 12 m Gesamtmächtigkeit) auch am Samkeweg bei Springe (Prof.2) gut aufgeschlossen. Es sind die Schichten 1 und 2, dunkelgraue bis braune oolithische Kalke, die lagenweise Schalentrümmer enthalten. STRUCKMANN (1878 b, 1880 a) sowie SCHÖNDORF (1914 a) beschrieben diesen Aufschluß:

	SÜNTEL Randgebit des Pyrmonter Landvorsprungs	EBERSBERG Lagunäre Becken-Faz	DEISTER Schwellennahe	LEHMBRINK-SCHWELLE	VÖLKSER-SCHWELLE	KLEINER DEISTER tieferer Schwellenrand	MÜHLENBRINK Beckenarm	OSTERWALD höherer Schwellenrand	ÖSTL. OSTERW. Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel	THÜSTER B. tieferer Schwellenr.	QUINGER BERG Beckenrand-Faz
	n. KLÜPFEL (1931) Prof.: 24, 25	Prof.: 1	2 und 3	4	(26) 5, 6, 7, 8	27 28 31 32 33 34, 35	30	9, 10, 11, 12, 13, 14	15, 16	17, 18	19
KORALLENOOLITH Oberer	Humeralis-Schichten	Humeralis-Schichten	humeralis-Horizont / Humeralis-Schichten	Humeralis-Schichten	Humeralis-Schichten	humeralis-Horizont / Humeralis-Schichten / Oolithreg. IV	Obere H.-Sch. / Mittl. H.-Sch. / Unt. H.-Sch.	Humeralis-Schichten	Humeralis-	humeralis-Horizont / Nerineenbank II / Oolithregion IV	humeralis-Horizont
Mittlerer	Wohlverwahrt Region Oolithreg. III / Zwischenflözregion / florigemma-Bank / Ö Groboolith Weißoolith Westendorfer Region / Nerineenb. I	Oolithreg III / florigem.-Bank / Oolithreg II / Nerineenb. I	Wohlverw. Region Oolithreg. III / florigemma-Bank/O.K.B. / Ob. Korallenbank Oolithreg. II Westendorfer Region / Nerineenb. I	Oolithreg. III / Obere Korallenbank / Oolithreg. II	Oolithreg. III / Obere Korallenbank / Oolithreg. II	Oolithreg. III / Oolithreg. II / Nerineenb. I	Oolithreg. III / Oolithreg. II	Oolithregion III Obere Korallenbank/ Dachkonglomerat / Obere Korallenbank		Oolithregion III / florigemma-Bank	
Unterer	Unterer Groboolith Punktoolith / Bankzone antecedens-Region	Oolithreg. I / Basis-Austernbänke	Basis-Austernbänke	Untere Korallenbank	Oolithreg. I Untere Korallenbank	Basis-Austernbänke	Oolithreg. I Basis-Austernbänke	Oolithreg. I Untere Korallenbank	Oolithreg. I Untere Korallenbank	Oolithreg. I Basis-Austernbänke	Oolithreg. I Basis-Austernbänke

GLIEDERUNG DES KORALLENOOLITH IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

Tab. 1

Chlamys fibrosa (SOWERBY) häufig
Entolium demissum (PHILL.)
Gervillia aviculoides (SOWERBY) sehr häufig
Ostrea dilatata SOWERBY
Velata spodyloides (ROEMER)
Pholadomya aequalis SOWERBY
Trigonia clavellata PARKINSON
Exogyra reniformis GOLDFUSS
Chemnitzia hedingtonensis (SOWERBY)
Crithium struckmanni LOR.
Cidaris florigemma PHILLIPS
und einzelne Korallen.

Im Süntel (Prof.24 und 25, Abb.3) vertreten die Schichten 2 bis 8 bzw. 2 bis 5 die Basis-Austernbänke. Ihre Ausbildung ist im ganzen oolithischer und durch flaserige Lagen gekennzeichnet. Die Schichten 2 bis 3 und 5 bis 6 im Profil 24 zeigen eine typische Basis-Austernbank-Bildung. Die Mächtigkeit beträgt hier ca. 6 m.

Im Kleinen Deister sind die Basis-Austernbänke (Prof.27, Sch.7-10) viel fossilärmer. Es sind knollig bis flaserige Kalke, die mit Mergelbestegen durchzogen werden und seitlich in sehr harte, geschlossene und dichte Kalkbänke übergehen. Lagenweise treten stark trümmerige, an Fossildetritus reiche Bestege auf. HOYER (1965) erwähnt einzelne Korallen und Gerölle aus diesem Horizont und spricht von einer Knauerkalk-Bildung.

Über der Knauerkalkbank lagern braune, dichte bis oolithische und z.T. dolomitische fossilarme Kalke mit Hornstein- und dünnen Mergellagen (Sch.8 und 9). Die darauffolgende Schicht 10 ist eine braune, oolithische bis dichte, fossilreiche Kalkdolomitbank. Die Basis-Austernbänke sind hier durch die Knauerkalkbank gekennzeichnet, welche an die Untere Korallenbank in den Schwellenregionen anklingt und von der typischen Ausbildung der Basis-Austernbank in der Beckenregion abweicht.

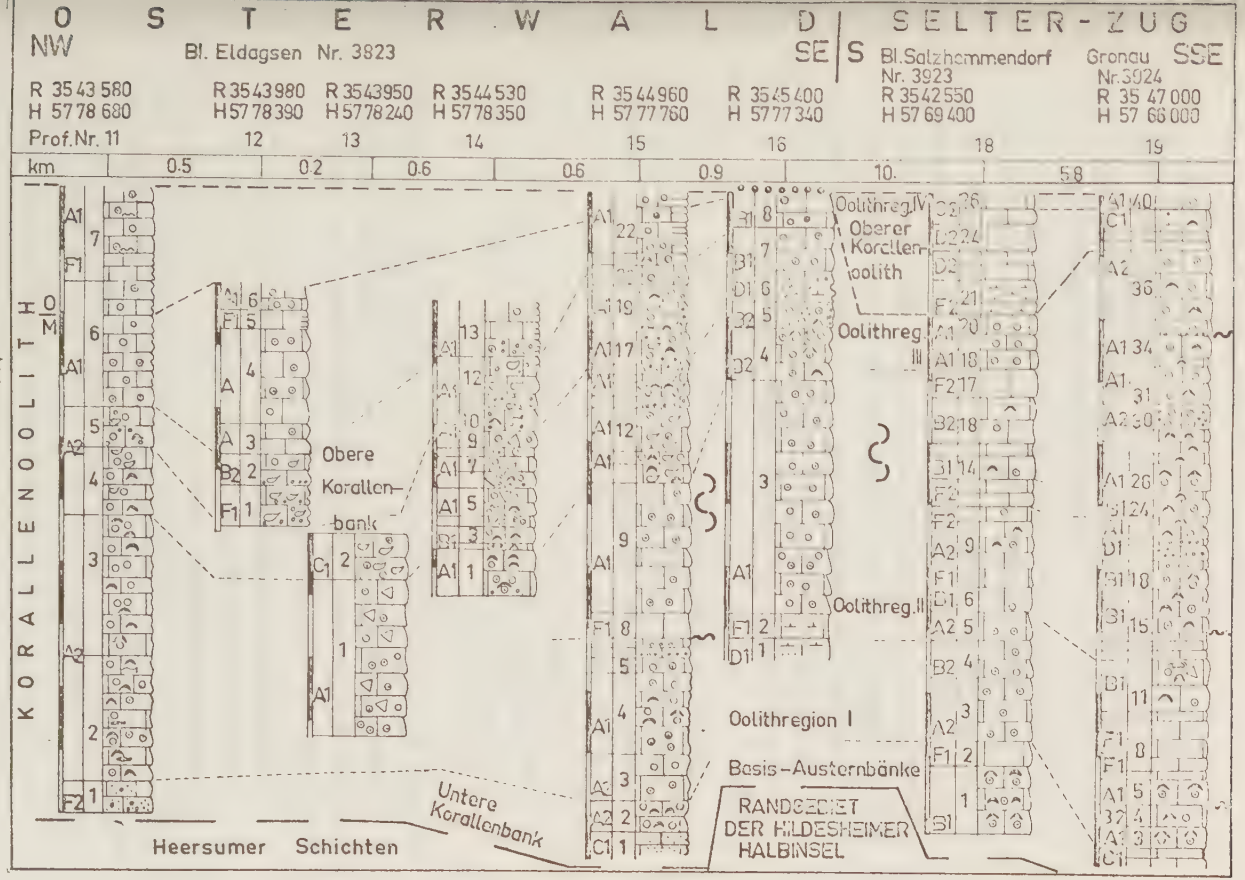

OSTERWALD
NW
Bl. Eldagsen Nr. 3823
SE
S
SELTER-ZUG
Bl. Salzhemmendorf Nr. 3923
Gronau Nr. 3924
SSE
R 3543580
H 5778680
R 3543980
H 5778390
R 3543950
H 5778240
R 3544530
H 5778350
R 3544960
H 5777760
R 3545400
H 5777340
R 3542550
H 5769400
R 3547000
H 5766000
Prof.Nr. 11
12
13
14
15
16
18
19
km
0.5
0.2
0.6
0.6
0.9
10.
5.8
KORALLENOOLITH
Obere Korallenbank
Untere Korallenbank
Heersumer Schichten
Oolithreg.IV
Oberer Korallenoolith
Oolithreg III
Oolithreg.II
Oolithregion I
Basis-Austernbänke
RANDGEBIET DER HILDESHEIMER HALBINSEL

Abb. 4

Am Thüster Berg bei Salzhemmendorf (Prof.18, Abb.4) sind die Basis-Austernbänke durch die Schichten 1 und 2 vertreten. Die untere Bank 1 besteht aus detritischen, braunen, schwach oolithischen Kalken. Sie enthalten reichlich Schalendetritus (bis 2 cm) und Kalkgeröllchen (bis 4 mm), die unsortiert in der Grundmasse verstreut liegen. Die Anhäufung von Fossildetritus tritt hauptsächlich im dichten Kalk auf. Eine ca. 40 cm starke Knollenlage (Knollen bis 25 cm lang) befindet sich in der Mitte dieser ca. 6 m dicken Bank. Darauf lagert eine mergelige Feinkalkbank, die durch dünne Tonmergellagen in 20-25 cm starke Bänkchen unterteilt wird. Die untersten Bänkchen zeigen eine feine Laminierung und führen:

Lima subantiquata ROEMER
Astarte laevis ROEMER
Pecten varians ROEMER
Plagiostoma ?
Schuleridia triebeli ?
Haplophragmoides sp.
Cyclamina sp.
Lenticulina sp.

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.19, Abb.4) sind die Basis-Austernbänke ca. 7 m mächtig. Zuunterst liegt eine graue Kalk-Mergel-Bank mit vielen, meist plattgedrückten:

Phasianella striata SOWERBY
Pecten varians ROEMER
Ceromya excentrica ROEMER

Dieser Bank folgt eine etwa 1,50 m dicke hellbraune, bituminöse Kalkbank mit Lagen von Schalendetritus und Muschelsteinkernen.

II.2.1.1.c. Mikrofazies

Im Süntel herrschen oolithischer Biomikrit (MFT C_1) und oolithischer Biopelmikrit (MFT B_1) vor, während im Deister fossilfreie und fossilführende Mikrosparite den Hauptteil der Basis-Austernbänke ausmachen. Im Kleinen Deister herrschen wieder oolithische Biopelmikrite (MFT B_1) und Biomikrosparite vor. Am Thüster Berg sind fossilführende Oomikrosparite (MFT A_2) am Aufbau der Basis-Austernbänke maßgebend beteiligt. Mikritische bis lutitische fossilfreie Lagen schalten sich hin und wieder ein. Weiter südlich am Duinger Berg bei Marienhagen werden die Basis-Austernbänke im Liegenden von fossilführenden Mikrospariten gebaut. Die Bank 2 (Prof.19) zeigt schon Oolithvermischung mit dem fossilführenden Mikrosparit. Hier zeigen sich die Ooideinschaltungen als deutliche Anzeichen geringer Tiefe in der Nähe des Beckenrandes.

II.2.1.2. Untere Korallenbank

II.2.1.2.a. Abgrenzung

Im Schwellenbereich bildet die Untere Korallenbank das Äquivalent zu den Basis-Austernbänken, die nur im Becken- und Beckenrand-Bereich ausgebildet sind. Im Schwellenbereich beginnt der Korallenoolith mit der Unteren Korallenbank, die dann den gesamten Unteren Korallenoolith auf Kosten der Basis-Austernbänke einnimmt. Es handelt sich offenbar ebenfalls um eine Faziesvertretung, die im flachen Winkel den Unteren Korallenoolith diachron durchläuft. Die untere Grenze der Unteren Korallenbank ist dieselbe wie bei den Basis-Austernbänken. Sie ist besser ausgeprägt als die obere Grenze, die manchmal, wenn die Oolithregion I nicht ausgebildet ist, bis zur Nerineenbank I hinaufreicht.

II.2.1.2.b. Entwicklung

Die Untere Korallenbank ist im Deister (Prof.4, Sch.2-5, Abb. ?) an den Bielsteinklippen gut aufgeschlossen. Über der Schicht 2 der Heersumer Schichten, die eine Omissionsfläche aufweist, lagert die unterste Schicht der Unteren Korallenbank als ein grauer, oolithischer, leicht mergeliger und knolliger Kalk mit Schalendetritus und grünlichen Mergellagen. Überlagert wird diese Bank von mächtigen korallenhaltigen Kalkoolith-Schichten. Die Korallenstöcke sind in linsenartigen Korallenkörpern vorzufinden (Synastrea sp.). Die Untere Korallenbank ist hier ca. 7,50 m mächtig. Nach HOYER (1965, S.24) soll die Untere Korallenbank bei Völksen (Prof.26, Sch.2-3) auch mit einer Knauer-Kalkbank beginnen. Leider ist dieser Aufschluß völlig zugeschüttet worden.

CREDNER (1863), STRUCKMANN (1877, 1878 a,b) und SCHÖNDORF (1914 b) geben eine ausführliche Beschreibung der Faunengemeinschaft aus der Unteren Korallenbank von Völksen. STRUCKMANN (1877, S.535-539) und SCHÖNDORF (1914 b, S.135-136) liefern reichhaltige Fossillisten. Außer den Ostreen spielen die Pectiniden eine bedeutende Rolle. So erwähnt STRUCKMANN:

Ostrea restellaris MÜNSTER, als eine der häufigsten Versteinerungen
Chlamys fibrosa (SOWERBY)
Entolium demissum (PHILLIPS)
Camptonectus lens (SOWERBY) = (Pecten buchii ROEMER)
Chlamys natheimensis (LOR.)
Pecten subtextorius GOLDFUSS

Außerdem treten in zahlreichen Exemplaren Rhynchonellen, Terebrateln und Cidaris florigemma PHILLIPS auf. Diese Faunen finden sich auch in den Basis-Austernbänken am Schwellenrand. Hinzu kommen aber hier Korallen, Brachiopoden und Seeigel. Die Untere Korallenbank ist, wie sie

in ihrer typischen Ausbildung von HOYER (1965) für Profil 26 beschrieben wurde, in den Aufschlüssen 5, 6, 7 oder 8 bei Völksen nirgends wiederzuerkennen. Dieses kann damit erklärt werden, daß entweder die Steinbruchsohlen sie nicht freigeben, oder daß die Untere Korallenbank nicht in der erwähnten typischen Ausbildung vorliegt. Das letztere ist eher anzunehmen, zumal der Korallenoolith westlich des Aufschlusses 26 wie auch allmählich nach Osten hin an Mächtigkeit gewinnt. Im östlichen Osterwald findet die Untere Korallenbank in Profil 15, Schicht 1, ihr unterstes Glied. Es ist eine poröse, hellgraue, dichte bis feinkonglomeratische Kalkschicht mit Korallen und Schalendetritus. Darauf lagern Kalkoolithe mit dichten Lagen von Muschelschil und anderem Schalendetritus. Am Thüster Berg sowie am Duinger Berg ist keine Korallenbankbildung festzustellen. Aus den spärlichen Beschreibungen WICHMANNs (1907) und HERMANNs (1968) von nur zeitweise freigelegten Aufschlüssen im Unteren Korallenoolith des Ith ist nicht zu ersehen, daß in diesem Gebiet eine untere Korallenbank in der aus Völksen bekannten Ausbildung vorliegt. WICHMANN (1907) berichtet von zwei Vorkommen von Korallen bei Dielmissen (Prof.22) und Hunzen (Prof.22). Im Aufschluß 22 sollen folgende Arten festgestellt worden sein:

Montlivaultia turbinata MÜNSTER
Montlivaultia brevis BÖLSCHE
Hemicidaris intermedia FLEM
Pseudocidaris mammilanaum ROEMER
Pecten vitreus ROEMER
Exogyra lobata ROEMER
Rhychonella pinguis ROEMER
Trigonia papillata AGASSIZ
Turbo princeps ROEMER
Terebratula trigonella SCHLOTHEIM

Der Aufschluß bei Hunzen beginnt nach WICHMANN mit einer Bank gelblich kieseligen Kalkes mit Hornsteinlinsen, gefolgt von ca. 4 m dichtem bläulichen Kalk mit Stylolithen und vereinzelten Korallen. Abgeschlossen wird der Untere Korallenoolith hier von ca. 2 m dichtem Kalk, der mit Korallen erfüllt ist. Er erwähnt unter anderem:

Isastrea helianthoides GOLDFUSS
Isastrea Goldfusiana d'ORBIGNY
Thamnastrea concinna GOLDFUSS
Thecosmilia trichotoma GOLDFUSS
Goniocora socialis ROEMER
Ostrea (Alectryonis) rastellaris MÜNSTER
Pecten viminens SOWERBY
Pecten Buchii ROEMER
Lima subantiquata ROEMER
Cidaris florigemma PHILLIPS
Pentacrinus alternans ROEMER

Im Aufschluß 19 wurden nur vereinzelte Korallenbruchstücke beobachtet.

II.2.1.2.c. Mikrofazies

Im Gebiet von Völksen besteht die Untere Korallenbank in ihrer verbreitetsten Ausbildung aus fossilführendem Oomikrosparit (MFT A_1) oder fossilführendem Oopelmikrit (meist Korallen, Ostreen, Pecten usw. MFT A_2). Profil 15 zeigt einen fossilführenden Oopelmikrit. Die Ooide sind hier voll ausgebildet, d.h. mit einem kleinen Kern und zahlreichen konzentrischen Schalen. Bemerkenswert ist in beiden Fällen auch die kalkige Umhüllung von Schalendetritus und anderem Detritus, was auf ein leicht bewegtes, flaches Bildungsmilieu hindeutet.

II.2.1.3. Oolithregion I

Die Füllsedimente zwischen der Obergrenze der Basis-Austernbänke und der Untergrenze der Nerineenbank I, sowie diejenigen zwischen der oberen Grenze der Unteren Korallenbank und der unteren Grenze der Nerineenbank I werden hier als Oolithregion I angesehen. Demnach hat die Oolithregion I zwar eine klare, mehr oder weniger zeitkonstante Obergrenze, aber eine nicht konstante und von der Reichweite der beiden Fazies (Basis-Austernbänke und Untere Korallenbank) abhängige untere Grenze.

Die Oolithregion I ist nur in den Gebieten mit größerer Gesamtmächtigkeit des Korallenooliths ausgebildet. In den Schwellen- und Schwellenrandregionen, wo eine Abnahme der Mächtigkeit zu verzeichnen ist, reichen die Untere Korallenbank bzw. die Basis-Austernbänke bis zur Nerineenbank I hinauf; somit verschwindet die Oolithregion I entweder völlig oder hat nur eine geringe Mächtigkeit. In solchen Gebieten kann eine Gleichaltrigkeit der Oolithregion I mit den obersten Schichten der Unteren Korallenbank angenommen werden. Diese Gleichaltrigkeit läßt sich aber nicht nachweisen, da die Oolithregion I oder ein Teil davon in Richtung auf die Gebiete mit geringerer Mächtigkeit des Korallenooliths auskeilt.

Der Oolithregion I entsprechen im Süntel die von KLÜPFEL 1931 aufgestellten Einheiten: Punktoolith und Unterer Grooolith.

II.2.1.3.a. Entwicklung

Im Deister erreicht die Oolithregion I ihre größte Mächtigkeit (Prof.1, Sch.15-23). Es sind blau-graue bis braune, oolithische, meist grooolithische bis trümmerige Kalke. Die ganze Serie ist zum Teil stark dolomitisch; daher ist noch keine Struktur zu erkennen. Die

Dolomitisierung verleiht dem Gestein ein spätig-kristallines Aussehen. Die ursprünglich oolithische Struktur ist höchstens mikroskopisch zu erkennen. Die dolomitischen Lagen sind meist bankbeständig, können aber auch im Bereich des Steinbruches auskeilen. Auffallend ist eine Blaufärbung, die mit dem Bitumengehalt der Gesteine in diesem Bereich in Zusammenhang gebracht werden muß, da gerade diese Gesteine beim Anschlagen einen merklichen Bitumengeruch aufweisen.

Verglichen mit den Basis-Austernbänken sind die Schichten der Oolithregion I fossilarm. Es treten jedoch einzelne Lagen von Chemnitzien, Pectiniden und anderen Muscheln auf. Die Basis-Austernbänke, wie auch die Untere Korallenbank sind nichts anderes als solche verstärkte Lagen von Pectiniden und Austern, bzw. vielen Korallenstöcken in Linsen oder Bänken.

Im allgemeinen bietet die Oolithregion I viele Variationen, die jedoch keine allgemein gültige parallelisierbare Untergliederung erlauben. Im Profil 1 (Sch.14-23, Abb. 3) beträgt ihre Mächtigkeit ca. 25 m, während am Samkeweg (Prof.2) ihre Mächtigkeit auf ca. 3,50 m sinkt, da die Basis-Austernbänke den größten Teil des Unteren Korallenooliths (Sch.5-8) einnehmen.

Völksen: In den Aufschlüssen an der Völker Schwelle lassen sich keine Unterscheidungen zwischen Oolithregion I und II nachweisen, da der ganze Korallenoolith hier aus einer fast gleichförmigen, weißen bis hellgrauen, mittel- bis groboolithischen, bankigen Kalkfolge besteht, die reichlich Schalendetritus, hauptsächlich Ostreen, enthält. Dieser Fossilreichtum ist bezeichnend für die Aufschlüsse 5-8 im Vergleich zu den Profilen 1, 2, 3 und 4.

Im Osterwald: Am Mühlenbrink wird die Oolithregion I in Profil 30 (Abb. 5) durch die Schichten 1-4 repräsentiert. Hier treten merklich reichere Schalenlagen

auf, die jedoch nicht ausreichen, um darin eine typische Basis-Austernbank-Bildung zu sehen. Die Vermutung liegt nahe, daß eine Austernbank-Bildung unter der nicht voll aufgeschlossenen Schicht 1 liegt. Die Mächtigkeit der Oolithregion I beträgt hier ca. 16 m. Weiter südlich im Profil 9 lassen sich wiederum die Oolithregion I und II nicht unterscheiden, zumal eine Nerineenbank I hier nicht ausgebildet ist. Jedoch besteht der untere Teil (Sch.2) aus dunklerem, dolomitisch-spätigen Kalk bis Kalkoolith, während Schicht 3 aus hellgrauen, fossilreichen (ostreenreichen) Kalkoolithen besteht. Eine scharfe Grenze trennt diese beiden Einheiten. Sie entspricht vermutlich der Emersionsfläche zwischen der Klippen- und Victoriaregion, die von KLÜPFEL (1931, S.66-68) für das Wesergebirge beschrieben wurde.

Ähnliche Verhältnisse gelten für die Profile 10, 11 und 13. Die Mächtigkeit beträgt im Profil 10, Sch.2-3 ca. 12 m, im Profil 11, Sch.2-3 etwa 20 m, im Profil 13, Sch.1 ca. 10 m. In dem Aufschluß am Ahrensberg (Profil 15, Sch.3-9) schaltet sich zwischen der Oolithregion I und II eine Korallenbank (Sch.5-6) mit Kalk- und Schalendetritus, sowie cf Cynastreidae ein. Sie stellt vermutlich eine Schwellenvariante der sonst beckenwärts ausgebildeten Nerineenbank I dar. Diese Annahme beruht allein auf dem Niveau dieser Bank. Demnach gehörten die Schichten 3 und 4 der Oolithregion I und die Schichten 7, 8 und 9 der Oolithregion II an. Die Oolithregion I wird auch durch dunkle, bituminöse, feinoolithische Kalke gekennzeichnet, während hellgraue, schalendetritusführende Oolithe den Hangenden dieser Korallenbank bilden.

Die mögliche Oolithregion I ist am Ahrensberg etwa 10 m mächtig. An den Luxholklippen (Profil 16, Schicht 3) ähneln die Verhältnisse denen am Dehlborn (Profil 9, 10, 11 und 13). Auffallend jedoch ist die merkliche Kreuz- und Schrägschichtung im unteren Teil der Schicht 3.

HOYER (1965) sieht darin einen Hinweis auf die Omissionsfläche zwischen der Klippen- und Victoriaregion KLÜPFELs im Wesergebirge.

Im Süntel (Profil 24, Abb. 3) am Hohenacken vertreten die Schichten 8, 9, 10 und 11 die Oolithregion I. Die Schicht 12 mit schwach sandigem Feinkonglomerat-Kalk zeigt eine Omission an, der mit einiger Wahrscheinlichkeit der oberste Teil der Oolithregion I (Groboolith - KLÜPFEL 1931, S.416, Profil 146) und die darauf folgende Nerineenbank I zum Opfer fielen. Im Deister (Prof.1) wird diese Feinkonglomeratbank wahrscheinlich durch Schicht 23 vertreten. Hier gibt es eine stylolithenartige Grenze, die das grobere Material vom liegenden, feineren Sediment trennt. Verfolgt man die Omissionsfläche im Osterwald am Ahrensberg (Prof.15, Sch.7), am Ebersberg im Deister (Prof.1, Sch.23) und schließlich am Hohenacken im Süntel (Prof.24, Sch.12), so gewinnt man den Eindruck, daß hier eine Erosion an der Osterwald-Schwelle die Nerineenbank I bzw. ihre Vertretung, sowie einige hangende und liegende Schichten abgetragen hat. Am Ebersberg läßt sich nicht feststellen, wieviel aus der Oolithregion I dieser Omission zum Opfer fiel. Die Omission am Hohenacken (Prof.24, Sch.12) dürfte zeitlich gesehen dieselbe sein, die das begleitende Konglomerat der zwischengeschalteten Korallenbank (Prof.15, Sch.6) hervorrief. Es ist aber nicht nachzuweisen, ob diese Omisssion den Ausfall der Nerineenbank I und womöglich noch weitere Schichten im Hangenden wie im Liegenden verursacht hat, wie es HOYER (1965, S.29) annimmt; denn die Nerineenbank dürfte hier nicht zur Ablagerung gekommen sein, da sich dieser Aufschluß auf einer Schwellenregion befindet, die am Randgebiet des Pyrmonter Landvorsprungs liegt. Ein Äquivalent zur Nenineenbank I ist am Hohenacken im Süntel (Prof.24) nicht vorhanden. Die Oolithregion I am Hohenacken ist ca. 9 m mächtig.

Am Thüster Berg bei Salzhemmendorf (Prof.18, Sch.3 und 4) enthält der hellbräunliche, oolithische Kalk Knollen von feinem, dichten Kalk (Knollen bis 6 cm lang) und Geröllchen (bis 4 mm). Hier wiederum ist die vorhin erwähnte Omission wieder zu erkennen. Eindeutiger werden die Zeichen dieser Omission an der oberen Grenze der Bank 4, wo eine Hartgrund-Bank gebildet wird, in deren, im harten, dichten Kalk angebohrten Gängen oolithisch-detritischer Kalk abgelagert wurde. Auf die oben beschriebene Hartgrund-Bank setzt aber nicht gleich eine schwach ausgebildete Nerineenbank I auf; vielmehr eine etwa 1.50 m mächtige Feinkalkfolge schließt die Oolithregion I ab, die hier etwa 11 m mächtig ist.

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.19, Sch.4-13, Abb. 4) wird das mächtige Schichtenpaket, der vorwiegend aus oolithisch-detritischem Kalk aufgebauten Oolithregion I durch mehrere Schichten aus feinem Kalkmergel, die im Liegenden einem Feinkonglomerat aufliegen, unterbrochen. Die die Oolithregion I abschließende Omission befindet sich am Top der Schicht 14, die aus feinem, hellgrau-braunem, mergeligem, oolithischem Kalk besteht. Von unten nach oben nimmt der Mergelgehalt ab, z.T. in einer Verzahnung mit dem dichten, harten und detritischen Kalk, der Holzreste enthält. Auf der Schichtoberfläche sitzen bis 8 cm Ø große

Ostrea deltoidea SOWERBY.

Hier wiederum wird die etwa 18 m mächtige Oolithregion I mit einer ca. 1 m starken, graublauen Mergelbank angeschlossen.

II.2.2.1. Nerineenbank I

Die Nerineenbank I, die KLÜPFEL (1931) in seine Westendorfer Region als tiefstes Glied einbezieht, wird hier wegen ihrer weiten Verbreitung und stratigraphisch-pal-

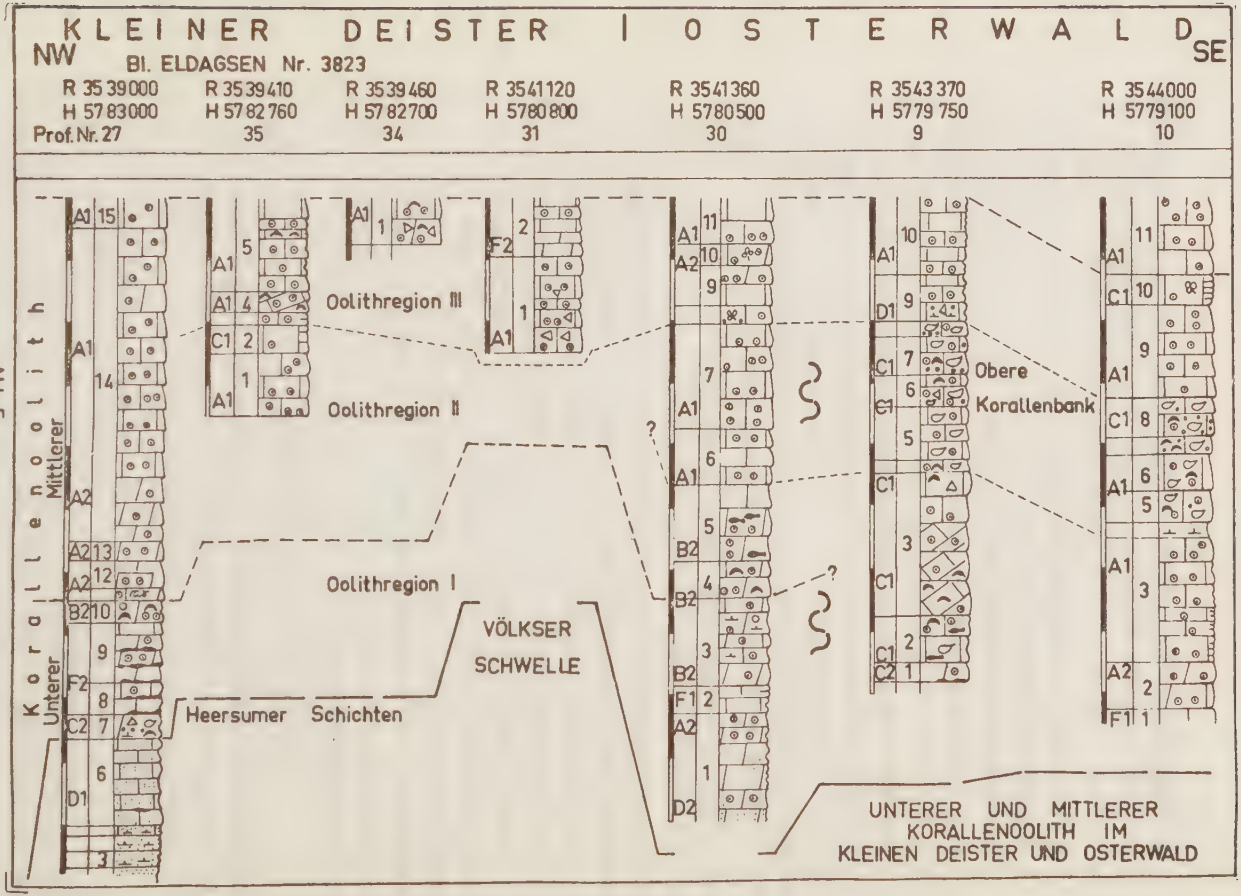

KLEINER DEISTER | OSTERWALD
NW
Bl. ELDAGSEN Nr. 3823
SE
R 3539000 H 5783000 Prof. Nr. 27
R 3539410 H 5782760 35
R 3539460 H 5782700 34
R 3541120 H 5780800 31
R 3541360 H 5780500 30
R 3543370 H 5779750 9
R 3544000 H 5779100 10
Korallenoolith
Unterer
Mittlerer
Oolithregion III
Oolithregion II
Oolithregion I
Heersumer Schichten
VÖLKSER SCHWELLE
Obere Korallenbank
UNTERER UND MITTLERER KORALLENOOLITH IM KLEINEN DEISTER UND OSTERWALD

Abb. 5

ökologischen Bedeutung als eine selbständige Einheit behandelt.

II.2.2.1.1. Entwicklung

Die Nerineenbank I ist sowohl in Schwellengebieten als auch beckenwärts als ein Leithorizont erkennbar. Im stärker ausgeprägten Schwellengebiet fehlt sie jedoch.

Im Süntel (Prof.24, Abb. **3**) am Hohenacken tritt die Nerineenbank I linsenförmig und undeutlich im oberen Teil der Bank 9 in einem ca. 0,40 m mächtigen Trümmerkalk auf, der zum Hangende hin deutlich konglomeratisch wird (MFT A_2).

Im Deister : Am Ebersberg (Prof.1, Sch.24) besteht die Nerineenbank I aus graubraunem, dichtem bis oolithisch-trümmerigem Kalk, der massenhaft Nerineen dicht bepackt enthält. Die Nerineenbank ist durch eingeschaltete Grobooid-Lagen in drei Bänke geteilt. Diese Bänke haben eine Gesamtmächtigkeit von 1 bis 1.20 m (MFT A_2).

Am Samkeweg (Prof.2, Sch.6) wittern die Nerineen aus dem dolomitischen Kalk (MFT C_2), der auch eine mergelige Komponente enthält. Die Nerineenbank I ist hier 0,80 m mächtig.

Auf den Bielsteinklippen (Prof.4, Sch.6) sind graue oolithische Kalke (MFT B_1) mit zahlreichen Nerineen und Chemnitzien, die die Nerineenbank I bilden. Hier beträgt ihre Mächtigkeit ca. 2 m, die größte überhaupt ermittelte Mächtigkeit der Nerineenbank I im Untersuchungsgebiet.

Im Östlichen Deister ist die Nerineenbank I in den Aufschlüssen um Völksen, die das betreffende Niveau erschließen, nicht beobachtet worden. Hier offenbart sich eine ausgeprägte Schwellenregion, die durch Korallenbesiedelung gekennzeichnet wird.

Im Kleinen Deister (Prof.27, Abb. 5) besteht die Nerineenbank I, nach HOYER (1965, S.30)aus einem grauen bis braunen, spätigen bis oolithischen Kalkdolomit, in dem zahlreiche Nerineen, Chemnitzien und andere Schalenreste angereichert sind. Die Mächtigkeit beträgt 0,70 m. Die Bildung der Nerineenbank I ist hier (MFT C_2) durch die Dolomitisation der vom Samkeweg (Prof.2) recht ähnlich.

Am Mühlenbrink im südlichen Kleinen Deister (Prof.30) könnte die Schicht 5 mit den vereinzelt auftretenden Gastropoden, Cidaris-Stacheln und anderen Schalenresten ein Ausklang der Nerineenbank I sein (lagunärer Beckenarm).

Im östlichen Osterwald fehlt die Nerineenbank I. Allerdings tritt hier im Profil 15, Sch.5-7 eine ca. 0,80 m mächtige Korallenbank auf, die möglicherweise ein Schwellenäquivalent der Nerineenbank I bildet. Sie besteht aus schwach oolithischem, spätigem Kalkarenit, der reich ist an Fossildetritus (insbesondere Korallenbruchstücke, MFT B_2). Schicht 7 schließlich besteht aus feinem Konglomerat wie Schicht 6, die auch trümmerig ist.

Am Thüster Berg bei Salzhemmendorf (Prof.18, Sch.4) ist die Nerineenbank I durch eine ca. 1 m starke fossildetritusreiche Kalkarenitbank(MFT C_1) vertreten. Gastropoden sind nur als Geoden (Kalzitgeoden) und Hohlräume vorzufinden. Zum Hangenden hin geht die Bank in einen feinkonglomeratisch-trümmerigen, fossilreichen Kalkarenit über (MFT C_2). Dieser wiederum wird von oolithisch-detritischem Kalkarenit abgelöst (MFT B_1-C_1), der Gänge und Bauten aufweist. Weiter nördlich ist die Nerineenbank I im Profil 17, Schicht 6 ca. 2 m mächtig. Eine ca. 0,40 m dicke Lage von Nerineen und Chemnitzien findet sich im oberen Teil der Bank, die aber nach SE hin auskeilt und von einer oolithischen Kalkarenitbank abgelöst wird. Das Gestein enthält viel Kalkgeröll und Fossildetritus.

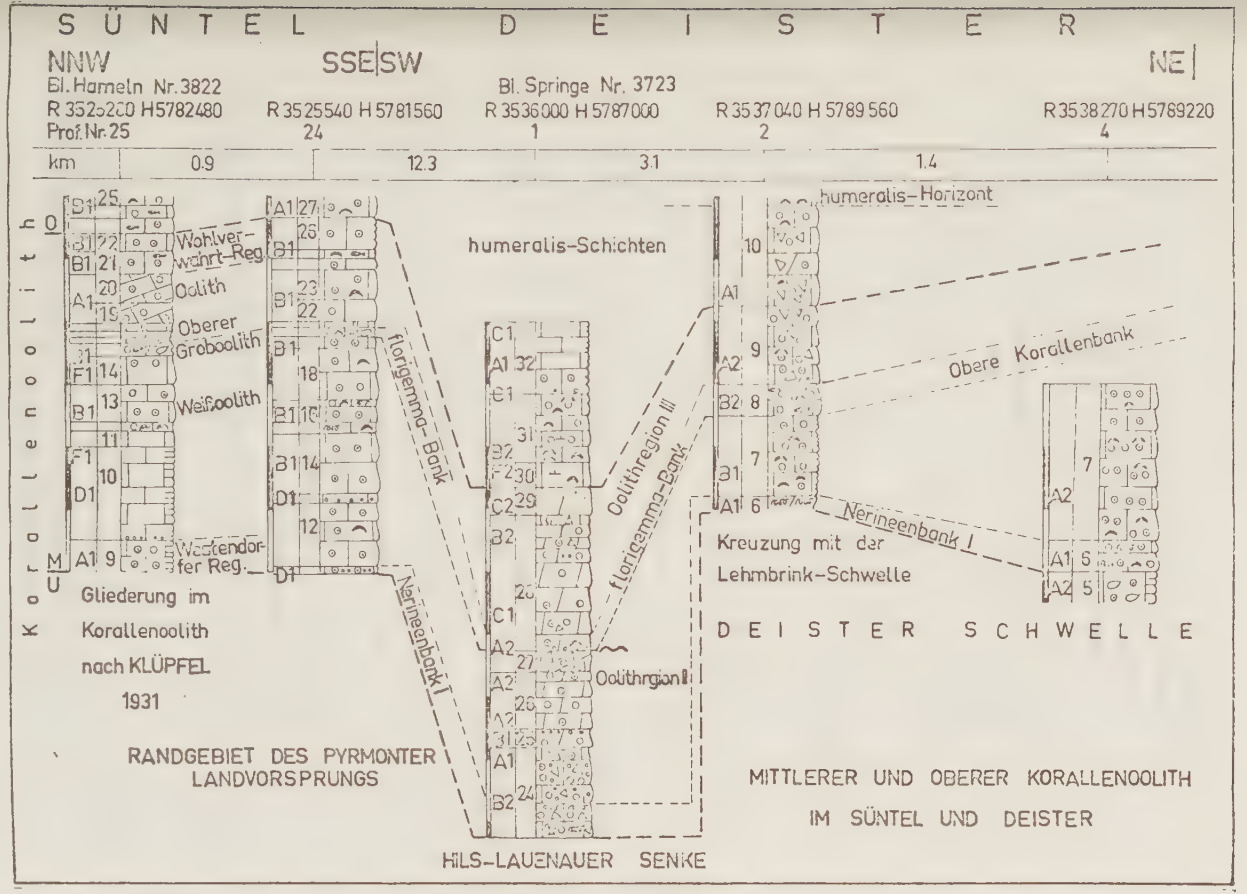

SÜNTEL
DEISTER
NNW
SSE|SW
NE
Bl. Hameln Nr. 3822
R 3525200 H 5782480
Prof. Nr. 25
R 3525540 H 5781560
24
Bl. Springe Nr. 3723
R 3536000 H 5787000
1
R 3537040 H 5789560
2
R 3538270 H 5789220
4
km
0.9
12.3
3.1
1.4
Korallenoolith
Wohlverwahrt-Reg
Oolith
Oberer Grooolith
Weißoolith
Westendorfer Reg.
Gliederung im Korallenoolith nach KLÜPFEL 1931
RANDGEBIET DES PYRMONTER LANDVORSPRUNGS
humeralis-Schichten
florigemma-Bank
Nerineenbank I
Oolithregion III
florigemma-Bank
Oolithrgion I
HILS-LAUENAUER SENKE
humeralis-Horizont
Obere Korallenbank
Nerineenbank I
Kreuzung mit der Lehmbrink-Schwelle
DEISTER SCHWELLE
MITTLERER UND OBERER KORALLENOOLITH IM SÜNTEL UND DEISTER

Abb. 6

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.19, Sch.3, Abb. 4) besteht die Nerineenbank I aus einem hellgrauen bis braunen fossildetritusreichen Kalzilutit (MFT D_1). Die Nerineenlage ist ca. 1,50 m stark. Im Hangenden der Nerineenbank I ist auch hier eine Konglomeratbank von 1 bis 1,50 m Mächtigkeit zu beobachten. Weiter südlich im südöstlichen Steinbruch (Entfernung etwa 600 m) ist die Nerineenbank I (Prof.20, Sch.4) ca. 0,80 m mächtig. Sie besteht aus groboolithischem an Kalk- und Fossildetritus reichem Kalkarenit, der nach oben in ein regelrechtes Konglomerat mit abgerundeten bis zu 1 cm Ø großen Kalkgeröllen übergeht.

II.2.2.1.2. Die Omission unter und über der Nerineenbank I

In den Aufschlüssen im Beckenbereich ist in einigem Abstand über der Nerineenbank I ein Konglomerat zu beobachten, das auf eine Omission hindeutet. So in Profil 1, wo die Konglomeratbank ca. 2 m über der Nerineenbank I liegt und in Profil 30, Schicht 5, wo sie ca. 2,50 m über der Nerineenbank I lagert.

Auf den Schwellen greift diese Omission scheinbar tiefer. So findet sich im Süntel (Prof.24, Sch.10, Abb. 3) nur noch ein Feinkonglomerat. Die Nerineenbank I, die nach SCHOLZ (1910) in den Steinbrüchen südöstlich und nordwestlich von Profil 24 vorhanden war, ist hier verschwunden. Ihr Fehlen an dieser Stelle, sowie im östlichen Deister, an der Völkser Schwelle und im östlichen Osterwald (Osterwald-Schwelle) dürfte auf Erosion zurückzuführen sein.

Die Trümmerkalke und Kreuzschichtungen von Profil 1 (Sch.24-26, Abb. 6) lassen eine Omission auch unterhalb der Nerineenbank I vermuten. Auch die scharfen Mächtigkeitsschwankungen des Unteren Korallenooliths sprechen dafür.

Diese Omissionen sind im einzelnen schwer nachweisbar, jedoch dürfte das Verschwinden der Oolithregion I in manchen Schwellenregionen (Völkser Schwelle) damit zusammenhängen.

Am Thüster Berg bei Salzhemmendorf bietet Profil 17 ein deutliches Bild dieser Omission, und zwar in Schicht 5 ca. 1 m unterhalb der Nerineenbank I, die aus grobooolithischem Trümmerkalk besteht, der viel Kalkgerölle enthält. Auch im Profil 18 (Sch.5) ist eine Feinkonglomeratlage zu erkennen.

Am Duinger Berg bei Marienhagen ist die omissionanzeigende, feinkonglomeratische Trümmerkalkbank sowohl in Profil 19, Schicht 3a, die etwa 1 m unterhalb der Nerineenbank I liegt, als auch in Profil 20, Schicht 3a, einer Kalktrümmer-Bank, die wiederum ca. 1 m unterhalb der Nerineenbank I liegt, vorhanden.

II.2.2. Mittlerer Korallenoolith

II.2.2.2. Die Oolithregion II

Die Sedimente, die sich zwischen der Nerineenbank I und der Florigemma-Bank befinden, werden Oolithregion II genannt. Diese Oolithregion II entspricht KLÜPFELs Hauptoolith im Wesergebirge (KLÜPFEL 1931, S.77). Allerdings wird KLÜPFELs Westendorfer Region ohne die Nerineenbank I in die Oolithregion II einbezogen, weil sie im Süntel, Deister, Osterwald, Thüster Berg und Duinger Berg entweder nicht nach dem Typus des Wesergebirges oder überhaupt nicht gebildet wurde.

II.2.2.2.a. Entwicklung

Im Süntel ist die Oolithregion II am Hohenacken (Prof.24, Sch.9-12, Abb.6) und an der Kuhlenschleife (Prof.25, Sch.9-11)

zu beobachten. Die graubraunen, oolithischen, trümmerigen, fossilreichen Kalzirudite ähneln den Schwellenbildungen am Osterwald und Thüster Berg bei Salzhemmendorf. In Profil 24, Schicht 9 ist die Unterscheidung zwischen der Oolithregion I und II aufgrund des Fehlens der Nerineenbank I sehr schwierig. Jedoch wurde der "Untere Groboolith" KLÜPFELs als höchste Schicht der unteren Oolithregion I zur Begrenzung benutzt. Der "Obere Groboolith" KLÜPFELs (1931, S.78) wurde zu Hilfe genommen, um die Oolithregion II nach oben hin zu begrenzen.

Im Deister ist die Oolithregion II am Ebersberg (Prof. 1, Sch.25-27) gut ausgebildet. Sie besteht im unteren Teil aus dolomitischem, pelitischem Biokalzilutit, der allmählich in dolomitischen Biopelsparit bzw. Biomikrosparit übergeht.

Abgeschlossen wird die Oolithregion II mit einer mächtigen Serie von oolithischem Mikrobiosparit, der teilweise stark dolomitisch ist. Die Ähnlichkeit mit der Oolithregion I ist hier sehr groß. Die Schicht 26 läßt sich wegen ihres Eisengehaltes wie auch ihres schwankenden Sand- und Bitumengehaltes mit KLÜPFELs (1931, S.75) Westendorfer Region aus dem Weserbergland vergleichen.

Da die Florigemma-Bank hier nicht vorhanden ist, wird die obere Grenze der Oolithregion II am Top der mit Schräg- und Kreuzschichtungen auftretenden Bank 27, die mit einer Konglomeratlage an der Basis der Schicht 28 abschließt, angesetzt (Streichen der Schrägschichtung 160°, Einfallen 12° nach WNW). Hier liegt eine Omission vor. Diese Omission scheint dieselbe zu sein, die im Wesergebirge weit verbreitet ist und über der Florigemma-Bank einsetzt (KLÜPFEL 1931, S.80). Die Oolithregion II ist am Ebersberg ca. 7 m mächtig. Demgegenüber steht das Profil am Samkeweg (Prof.2, Sch.6-8, Abb. 6),

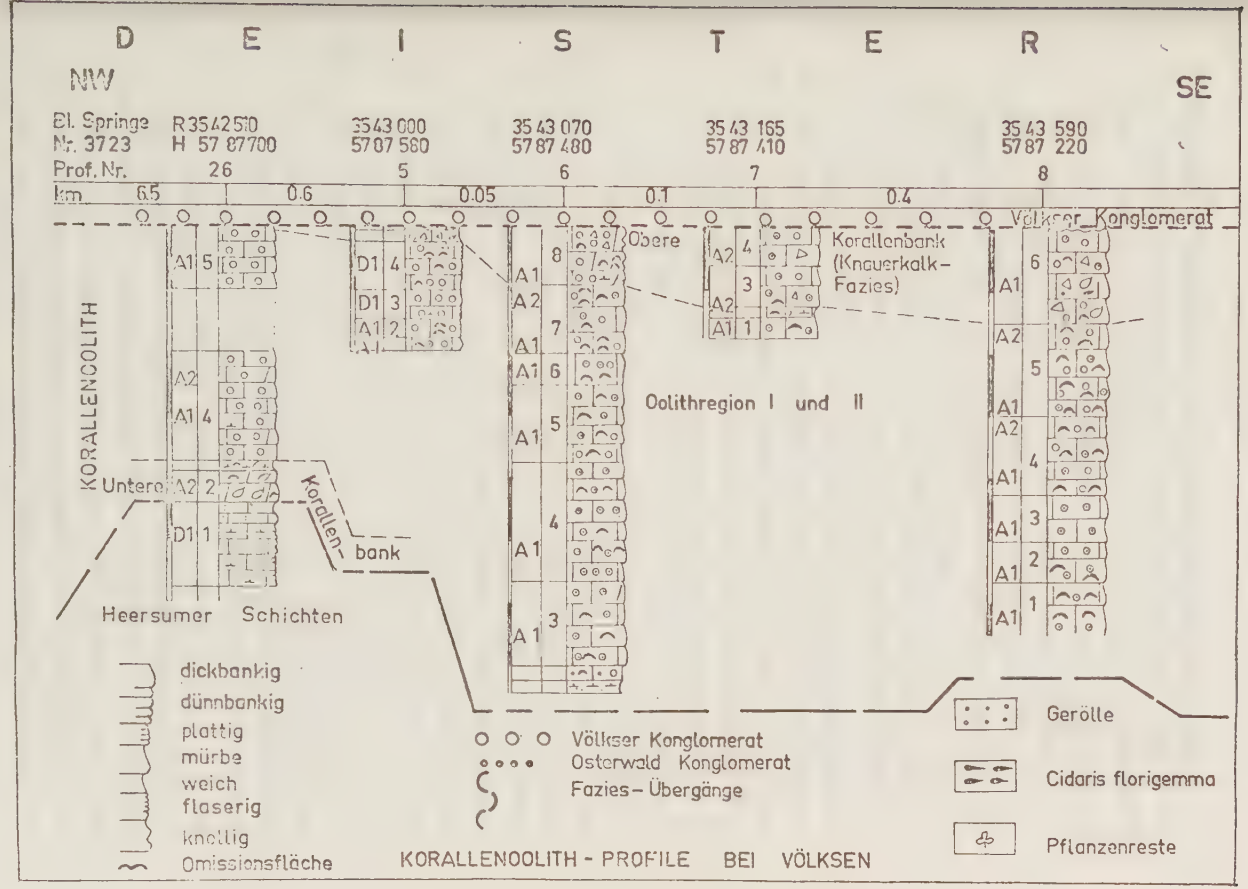

D E I S T E R
NW
SE
El. Springe
Nr. 3723
R 3542510
H 57 87700
3543 000
5787 560
3543 070
5787 480
3543 165
5787 410
3543 590
5787 220
Prof. Nr.
26
5
6
7
8
km
6.5
0.6
0.05
0.1
0.4
Völkser Konglomerat
KORALLENOOLITH
Untere
Korallen-bank
Heersumer Schichten
Obere
Korallenbank
(Knauerkalk-
Fazies)
Oolithregion I und II
dickbankig
dünnbankig
plattig
mürbe
weich
flaserig
knollig
Omissionsfläche
Völkser Konglomerat
Osterwald Konglomerat
Fazies-Übergänge
Gerölle
Cidaris florigemma
Pflanzenreste
KORALLENOOLITH - PROFILE BEI VÖLKSEN

Abb. 6a

in dem die Oolithregion II unten von der Nerineenbank I, nach oben von der Florigemma-Bank begrenzt wird. Die Mächtigkeit der Oolithregion II beträgt hier ca. 5,50 m.

Bei Völksen dürften die hellgrau verwitternden, oobiomikrosparitischen Kalke (Prof.5, Sch.1-4 und Prof.26, Sch.5, Abb.6a) der Oolithregion II angehören, während die dunkleren, teils rötlichen, schwach dolomitischen Oolithe (Prof.26, Sch.4) in die Oolithregion I gehören. In den Profilen 6, 7 und 8 ist eine Unterscheidung und Trennung der Oolithregion I und II nicht mehr möglich.

Im Kleinen Deister sind die hellen Kalkoolithe (MFT B_1) charakteristisch für die Oolithregion II (Prof.27, Sch.12-14, Abb. 5). Nach HOYER (1965) fehlt hier die Florigemma-Bank. Die Nerineenbank I ist hier aber vorhanden. Die Mächtigkeit der Oolithregion II beträgt ca. 14 m.

Im Osterwald ist die Begrenzung der Oolithregion II sehr schwierig. Am Mühlenbrink (Prof.30, Sch.5-7, Abb. 5) besteht die Oolithregion II aus bläulich-grauen, oolithischen bis dichten Kalzilutiten. Die an Fossildetritus reiche Schicht 5 dürfte den Ausklang der Nerineenbank I darstellen. Die dolomitische, geröllführende, bläulichgraue, kalziruditische Bank 8 wurde als obere Begrenzung der Oolithregion II betrachtet. Diese Schicht hat große Ähnlichkeit mit der Schicht 28e am Ebersberg (Prof.1).

Im östlichen Osterwald ist wie bei Völksen durch die ausgeprägte Schwellencharakteristik eine Unterscheidung zwischen der Oolithregion I und II recht schwer. Eine Ausnahme macht Profil 15 mit der Ausbildung einer "Mittleren Korallenbank", die als Äquivalent zur Nerineenbank I von HOYER(1965, S.33) betrachtet wird. Diese Mittlere Korallenbank trennt hier die Oolithregion I von der Oolithregion II. Eine Omissionsfläche bildet hier schließlich die Obergrenze der Oolithregion II und ver-

läuft mitten durch die Obere Korallenbank. Diese Omission betrachtet HOYER (1965, S.33) als dieselbe, die auf dem Dach der Florigemma-Bank im Wesergebirge vorkommt und von KLÜPFEL (1931, S.80) beschrieben wurde. Sie bereitete hier aber die Florigemma-Bank auf und erodierte auch den oberen Teil der Oolithregion II. Ob diese Omission, die die Konglomerate am Mühlenbrink (Prof.30, Sch.8) und am Ebersberg (Prof.1, Sch.28e) hinterließ, altersgleich mit der Florigemma-Bank war, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Die Oolithregion II ist hier ca. 13 m mächtig.

Am Thüster Berg bei Salzhemmendorf (Prof.18, Sch.4c-6d, Abb. 4) besteht die Oolithregion II im Liegenden aus dolomitischem Oobiokalzilutit, der allmählich in massiven Dolomit übergeht. Die Dolomite bzw. Kalkdolomite lassen keine Strukturen in dem Oomikrosparit (ursprünglich) erkennen. Über eine ca. 3 m mächtige knollenführende, dolomitisch-kristalline Kalkbank schaltet sich hier über einen dünnen (0,07 m starken) Mergelbesteg, der Lebensspuren aufweist, eine 0,60 m mächtige, Nerineen und andere Gastropoden führende, Kalkbank. Diese Nerineenbank II dürfte als Vertretung der Florigemma-Bank in diesem Gebiet angesehen werden. Die Oolithregion II hat hier eine Mächtigkeit von ca. 7 m.

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.19, Sch.4-12) beginnt die Oolithregion II mit einer 3 m mächtigen Oolithkalkbank (oolithischer Kalkarenit), die Fossildetritus, u.a. Korallenbruchstücke, enthält und mit einer 1 - 1,50 m mächtigen Kalkkonglomeratlage endet.

Diese geröllführenden Kalkoolithe setzen sich nach oben mit zunehmendem Mergelgehalt fort. Bald besteht die auflagernde Serie aus mehr oder weniger reinem Mergel (Sch.6-11b) mit einer Mächtigkeit von ca. 7 m. Abgeschlossen wird die Oolithregion II mit einer ca. 2 m starken Kalkoolithbank, in der eine zunehmende Korn-

größe zum Hangenden hin zu beobachten ist. Darin sind auch zwei Lagen mit einer dichten Anhäufung von Nerineen und anderen Gastropoden (Chemnitzien) festzustellen. In diesen Lagen wurden auch winzige Korallenbruchstücke beobachtet. Die Oolithregion II schwillt hier auf eine Mächtigkeit von über 20 m an.

II.2.2.3. Florigemma-Bank

KLÜPFELs Florigemma-Bank (KLÜPFEL 1931, S.71) und ihr Schwellenregionen-Vertreter, die Obere Korallenbank, ist im Süntel, im Osterwald und am Duinger Berg ein verbreiteter Leithorizont.

Im Süntel ist die Florigemma-Bank (Prof.24, Sch.11) und Prof.25, Sch.15, Abb. 3 aufgeschlossen. Sie ist aus fossilreichem Kalzilutit aufgebaut, der neben Cidaris-Stacheln viele Ooide und Bruchstücke von Rhynchonellen und Gastropoden enthält. Nur selten wurden Korallenbruchstücke beobachtet. Dies zeigt eine ökologische Ähnlichkeit mit den übrigen Korallenbank-Ablagerungsmilieus an. Die Florigemma-Bank ist am Hohenacken (Prof.24) ca. 0,90 m dick.

Im Deister ist die Florigemma-Bank am Ebersberg (Prof. 1, Sch.28a+b) nicht aufzufinden. Es scheint, daß die Oolithregion II mit einer Omissionsfläche am Top der Bank 27 mit ihrer deutlichen Schrägschichtung endet. Die Schicht 28 beginnt mit einem Konglomerat, das in einen oolithischen Kalk übergeht (oolithischer Mikrobiosparit bis Biolutit). Ähnliche Verhältnisse finden sich im Kleinen Deister, am Thüster Berg und - nach KLÜPFEL (1931, S.81) - auch im Wesergebirge, wo eine Omission über der Florigemma-Bank auf den oberen Teil der mittleren Oolithregion KLÜPFELs hinuntergreift.

Am Samkeweg (Prof.2, Sch.8, Abb. 6) führt die Florigemma-Bank auch einzelne Korallenstöcke. Es treten aber auch viele Cidaris-Stacheln zusammen mit Schalen- und Kalktrümmern in einer feinspätigen, dichten Kalkgrundmasse auf. Untergeordnet sind Ooide zu beobachten. In einem tieferen Niveau als die Cidaris-Stacheln-Lage treten hier in der Florigemma-Bank Korallen auf, die die besondere Lage dieses Aufschlusses am Schwellenhang verdeutlichen. Die Florigemma-Bank ist hier ca. 0,75 m mächtig.

Im Kleinen Deister (Prof.27) und Osterwald (Prof.30, Abb. 5) ist die Florigemma-Bank nicht beobachtet worden und scheint durch eine Omission zu fehlen. Im östlichen Osterwald wird sie von der Oberen Korallenbank vertreten.

Am Thüster Berg (Prof.18, Sch.8-9) ist die Florigemma-Bank nicht vorhanden. Hier tritt eine 0,60 m mächtige, stark dolomitische Feinkalkbank mit Hohlräumen von aufgelösten Gastropoden auf. Darüber lagert eine 1.65 m starke Kalkbank, die im unteren Teil aus feinem Kalk besteht (Kalzilutit) und nach oben in einen Kalzirudit übergeht, der zunehmenden Ooidgehalt aufweist. Die Bank ist mit vielen unregelmäßigen, bis 3 cm Ø starken Bauten und Gängen durchzogen. Die Bauten sind mit Ooiden und Kalkdetritus verfüllt. Da der obere Teil der Bank zunehmend Ooide und Detritus enthält, dürfte deren Anreicherung daher rühren, und zwar nach einer Teilverfestigung und nachfolgender Aufarbeitung des oberen Teils der Bank. Ein zeitweiliges Ausbleiben der Sedimentation (oder zumindest eine Verlangsamung desselben) könnte zur Bildung dieses Hartgrundes verholfen haben.

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.19, Sch.24, Abb. 4) besteht die Florigemma-Bank aus oolithisch-detritischem Kalk, der reichlich Schalendetritus und

Stachelnvon Cidaris florigemma PHILLIPS führt.

Hier wie am Thüster Berg (Prof.18, Sch.8-9) lagert eine ca. 2,80 m mächtige oolithische Kalkbank (MFT C_2). Das Gestein ist wiederum von Gängen und Bauten durchzogen, die denen am Thüster Berg (Prof.18, Sch.8-9) sehr ähneln. Hier kann eine Omission angenommen werden, die dieselbe vom Thüster Berg (Prof.18, Sch.8-9) ist; sie entspricht den Omissionen am Dach der Florigemma-Bank im östlichen Deister und im Süntel sowie am Dach der Oberen Korallenbank (Vertreterin der Florigemma-Bank) im östlichen Osterwald.

Die Florigemma-Bank KLÜPFELs und deren Äquivalent in den Schwellengebieten, die Obere Korallenbank, sind also am Duinger- und Thüster Berg, im Deister, Osterwald, Süntel und im Wesergebirge (KLÜPFEL 1931, S.79) als Leithorizont im Mittleren Korallenoolith zu verfolgen.

II.2.2.4. Obere Korallenbank

An den Schwellen ist anstelle der Florigemma-Bank eine Korallenbank (Obere Korallenbank, HOYER 1965, S.34) zu beobachten. In ausgeprägten Schwellengebieten erreicht sie große Mächtigkeiten und nimmt die höheren Teile der Oolithregion II ein. Typisch ausgebildet ist die Obere Korallenbank im östlichen Osterwald. Hier erreicht sie eine Mächtigkeit von 12 m.

Am Dehlborn (Prof.9, Sch.4-8, Abb. 5) lagert die Obere Korallenbank mit einer scharfen Trennungsfläche (Omissionsfläche?) auf den einförmigen Kalkoolithen der Oolithregion II. Sie besteht aus Mergeln mit oolithischen Mergelkalkeinschaltungen, die zahlreiche Korallenstöcke und viele Schalenreste enthalten. Dann folgen graue, oolithisch—detrische, bankige Kalke (MFT A_1), die mas-

senhaft Korallen in Form von eingelagerten Linsen oder Lagen enthalten (cf. Synastreidae). Die darüber lagernde Schicht 6 unterscheidet sich vom Liegenden nur durch das Auftreten von Kalk- und Schalentrümmern. Die darauf folgenden Schichten (7 und 8) sind durch Gerölle und Aufarbeitungshorizonte gekennzeichnet. Diese Schichten sind als Dachkonglomerat der Oberen Korallenbank anzusehen, zumal eine deutliche Grenze zum unteren Teil der Oberen Korallenbank auch in anderen Aufschlüssen erkennbar ist. Auf der Oberen Korallenbank in Dehlborn, die eine Mächtigkeit von ca. 9,50 m aufweist, lagern mit scharfer Grenze (Omission?) graue, dichte bis schwach oolithische, zum Teil trümmerig- bis konglomeratische, mergelschüssige und flaserige Kalke (MFT C_1) der Oolithregion III (Schicht 9).

Der an der Barenburg befindliche Aufschluß (Prof.10, Sch.4-8) weist eine ähnliche Ausbildung der Oberen Korallenbank wie am Dehlborn auf mit Auflagerung mergeliger, dann fester und dichter Kalke, die eisenschüssig werden, und zuletzt detrisch-trümmeriger bis geröllführender konglomeratischer Kalke.

An der Königskanzel (Prof.11, Sch.4-5, Abb. 4), am Ritterkreuz (Prof.12, Sch.1-2) bei Pkt.302 im Jagen 9 (Prof.13, Sch.2 - oberer Teil -) bis zum Jagen 12 (Prof.14, Sch.2-12) setzt sich die Obere Korallenbank im südöstlichen Osterwald in dieser Ausbildung fort.

Am Ahrensberg (Prof.15, Sch.10-20) stellt HOYER (1965) eine Mächtigkeit von 12,65 m fest (der Aufschluß ist leider z.Zt. verfallen).

Das Dachkonglomerat der Oberen Korallenbank in den oben genannten Aufschlüssen läßt sich vom unteren Teil der teils mergeligen und zum Teil aus dichtem Kalk bestehenden (unteren Teil) Oberen Korallenbank unter-

scheiden. Außer dem Dachkonglomerat im oberen Teil finden sich lokale Aufarbeitungshorizonte im unteren Teil der Oberen Korallenbank und treten in Form von Geröllbildungen auf, wie z.B. im Jagen 12 (Prof.14), am Ahrensberg (Prof.15) und nordwestlich der Luxholklippen (Prof.16).

Nordwestlich der Luxholklippen am Hohlweg (Prof.15, Sch.4-7) zeigt das Dachkonglomerat eine andere Ausbildung. Auf der Schicht 4, bestehend aus grauen, dichten bis schwach oolithischen, mergeligen Korallenkalken und lagern rötlich-graue Feinkonglomerate in hellgrauer, spätiger bis dichter Knollen-Kalk-Ausbildung, die von grünlichen Mergeln durchzogen werden. Die Schichten 6 und 7 weisen feine Gerölle an ihrer Basis auf. Auch der Fossildetritusgehalt ist sehr hoch. Neben Ostreen- und Brachiopodenbruchstücken sind besonders häufig Cidaris-Stacheln zu finden. Dagegen sind Korallen selten zu finden. Diese Ausbildung des Dachkonglomerates der Oberen Korallenbank, die von HOYER (1965, S.35) "Die Knauerkalk-Fazies" genannt wird, läßt sich um die Luxholklippen verfolgen. Sie ist nach HOYER (1965) ein Kennzeichen für eine extreme Schwellenposition.

Die "Knauerkalk-Fazies" der Oberen Korallenbank ist im östlichen Deister bei Völksen wieder zu finden. Eine deutliche Grenze trennt die Oolithregion II und die "Knauerkalk-Fazies" der Oberen Korallenbank. Darüber liegt diskordant das Völkser Konglomerat. Die Profile 5-8 sowie das von HOYER (1965, S.142) übernommene Profil Nr.26 zeigen die Lagerung und Ausbildung der "Knauerkalk-Fazies" an der Völkser-Schwelle deutlich. Hier lagern bräunlich graue, groboolithisch-trümmerige, z.T. dolomitische Kalke (MFT B_2) in wulstig-knolligen Lagen, die ihrerseits von grünlichen

Mergelschlieren durchzogen werden. Der Kalktrümmergehalt nimmt zusammen mit dem Fossildetritus, der hauptsächlich in Lagen oder Linsen angereichert ist, nach oben hin zu. Der Fossildetritus besteht vorwiegend aus Cidaris-Stacheln. Dickschalige Ostreen und Brachiopoden sind schwach vertreten. Korallenbruchstücke findet man nur selten. Die meisten Fossilien sind zerbrochen oder abgerollt wie im oberen Teil der Schicht 1 im Profil 7, Profil 6, Schicht 4 und (Prof.8, Sch.3, Abb.6a). Die Mächtigkeit nimmt nach Ost-Südosten hin zu, so daß sie in Profil 8 ca. 4 m beträgt, während HOYER (1965) eine Mächtigkeit von weniger als 1 m für Profil 26 im Westen von Völksen angibt.

Im Süntel ist die Obere Korallenbank durch die Florigemma-Bank vertreten.

Im Deister ist weder die Florigemma-Bank noch ihre Schwellenvertretung im Beckenbereich, der durch Profil 1 dargestellt wird, vorhanden. Nur am Samkeweg (Prof.2, Sch.8) führt die Florigemma-Bank auch einzelne Korallenstöcke, was einen Anklang an die Schwellen-Entwicklung und Charakterisierung im Gebiet bei Völksen andeutet.

Am Thüster Berg (Prof.18, Sch.7, Abb. 4) ist keine Obere Korallenbank zu finden. An ihrer Stelle ist eine 0,60 m starke dolomitische Feinkalkbank (MFT C_2) mit Hohlräumen von aufgelösten Schalen von Gastropoden, hauptsächlich Chemnitzien und selten Nerineen (Nerineenbank II), vorzufinden. Darauf liegt eine 1,65 m starke Kalkbank mit Hartgrund-Charakter (siehe Florigemma-Bank am Thüster Berg, S.45).

Am Duinger Berg ist auch keine Obere Korallenbank ausgebildet, sondern die Florigemma-Bank, die ihrerseits die Hartgrund-Entwicklung aufweist und daher im Anklang an

die Omission der Knauerkalk-Fazies der Oberen Korallenbank vom östlichen Osterwald eine zeitparallele Entwicklung bietet.

Die Obere Korallenbank dürfte angesichts ihrer großen Mächtigkeit im östlichen Osterwald (12 m), verglichen mit ihrem Äquivalent im Deister, Süntel, Thüster- und Duinger Berg (Florigemma-Bank), in ihrem tieferen Teil eine fazielle Vertretung eines Teils (Oberen) der Oolithregion II darstellen.

II.2.2.5. Oolithregion III

II.2.2.5.a. Abgrenzung

Die Sedimente zwischen der Florigemma-Bank bzw. deren Äquivalent, der Oberen Korallenbank,und den Humeralis-Schichten werden als die "Oolithregion III" zusammengefaßt.

Die Oolithregion III wird im Liegenden durch das Dach der Florigemma-Bank bzw. der Oberen Korallenbank begrenzt. Diese untere Grenze ist mancherorts als Omissionsfläche, wie Konglomerate z.B., erkennbar, auch wenn die charakteristischen Florigemma-/Obere Korallenbank nicht ausgebildet sind. Die obere Grenze ist im allgemeinen durch das Einsetzen der Humeralis-Schichten gekennzeichnet.

II.2.2.5.b. Entwicklung

Im Süntel (Prof.24, Sch.12-14, Abb. **6**) ist KLÜPFELs Wohlverwahrts-Region am Hohenacken und an der Kuhlenschleife (Prof.25, Sch.16-22) im Anklang an das Wesergebirge erkennbar. Die Mächtigkeit beträgt hier ca. 7 m. Die Oolithregion III besteht aus einer Serie von gleich-

förmigen Kalkoolithen, deren Schalendetritusgehalt nach oben hin zunimmt. Die Schicht 12 besteht aus hartem, feinkörnigen Kalk (calcilutit) mit Ooiden, die unregelmäßig in der Masse verstreut vorzufinden sind (MFT B_1). Die Schicht 13 ist ähnlich wie Schicht 12 ausgebildet, jedoch mit einer schwachen Dolomitisierung gekennzeichnet (MFT B_2), ebenso wie Schicht 14, die in den untersten Teilen a und b der Schicht 13 ähnelt, aber zum Hangenden hin zunehmend Ooide enthält (MFT A_1).

Im Deister ist die Oolithregion III im Aufschluß am Ebersberg (Prof.1, Sch.28-30, Abb. 6) am besten ausgebildet. Hier liegen oolithische, z.T. feinoolithische Kalke vor, die grau bis bräunlich grau aussehen und eine schwache Dolomitisierung erkennen lassen. Die Schicht 28c+d ist nach dem (MFT B_2) typisch ausgebildet. Zum Hangenden hin ist die Dolomitisierung schwächer und ein reiner Kalkoolith tritt in Form des (MFT A_2) in den Teilen e, f und g dieser Schicht auf. In der Schicht 29 beobachtet man einen merklichen Rückgang des Ooidgehalts (MFT C_2), verbunden mit einem schwachen Mergelgehalt, der sich teilweise in Lagen konzentriert. Hier ist auch eine Andeutung der Wesergebirgs-Fazies durch Eisenschüssigkeit, die von KLÜPFEL (1931) in seiner "Zwischenflöz-Region" charakterisiert wird, vorhanden. Schließlich besteht die Schicht 29c aus ca. 0,80 m dickem, feinsandig-mergeligen Kalkstein, der dichte Kalklagen enthält (MFT F_1). Die Schicht 30, die einen deutlichen Sandgehalt aufweist, entspricht wahrscheinlich dem Liegendquarzit KLÜPFELs (1931). Die Mächtigkeit der Oolithregion III beträgt am Ebersberg ca. 13 m.

Am Samkeweg (Prof.2, Sch.9-10) besteht die Schicht 9 aus bräunlichem Kalkoolith (Feinooide), der dichte, ooid-

freie Flecken enthält (MFT A_1). Die Schicht 10 ist an der Basis eisenschüssig und enthält weniger Ooide als die Schicht 9, dafür aber ein wenig Schalendetritus. Die Schicht 10 kann als eine Andeutung der Wohlverwahrts-Region des Wesergebirges im östlichen Deister betrachtet werden. Die Oolithregion III ist hier ca. 8 m mächtig.

Die Gesteine der Oolithregion III am Ebersberg und Samkeweg weisen eine merkliche Dolomitisierung auf. Nach Osten hin im Kleinen Deister tritt eine Dolomitisierung kaum noch auf. So wie in Profil 27, Sch.14-15 sind hellgraue feinoolithische Kalke in massigen Bänken, die die Oolithregion III bilden,vorhanden. An der Basis der Schicht 16 befinden sich Feinkonglomerate, die als Ansatz der Humeralis-Schichten betrachtet werden können.

Im Osterwald (Prof.30, Sch.8-11, Abb. 5) am Mühlenbrink ist eine Wechsellagerung von feinoolithischem bis schwachoolithischem Kalk charakteristisch für die Oolithregion III. Lagenweise treten aber ab und zu Grobooide auf. An der Basis der Schicht 8 ist eine Geröllage, die eine ähnliche Entwicklung wie am Ebersberg (Prof.1) andeutet. Auch eine wieder zunehmende Dolomitisierung deutet auf eine Ähnlichkeit der Bildungsbedingungen.

Am Dehlborn (Prof.9, Sch.9-10, Abb. 5),an der Königskanzel (Prof.11, Sch.6), am Ritterkreuz (Prof.12, Sch. 3-6) sowie an der Barenburg (Prof.10, Sch.9-11) ist die charakteristische Ausbildung der Oolithregion III mit feinoolithischen Kalken im Wechsel mit mittleren Ooiden und Stellen dichten Kalkes geblieben. Die Dolomitisierung ist hier wieder schwächer. Trümmerkalke sind selten, jedoch nur an der Basis der Oolithregion III sind die Dachkonglomerate der Oberen Korallenbank wieder zu erwähnen. Die Mächtigkeit der Ooilithregion III weicht von der im Deister nicht allzu stark ab, nämlich 8-10 m. Am Ahrensberg (Prof.15, Sch.21-22) und bei den Luxhol-

klippen (Prof.16, Sch.8) ist die verbliebene Mächtigkeit der Oolithregion III zwischen der Oberen Korallenbank und dem diskordant auflagernden Osterwald-Konglomerat nur noch 3-4 m.

Am Thüster Berg (Prof.18, Sch.10-20) bei Salzhemmendorf ist ein stark verändertes Bild der Ausbildung der Oolithregion III vorzufinden. Eine starke Dolomitisierung (Nähe der Osterwald-Schwelle) erschwert das Erkennen der Feinstrukturen und überhaupt den ganzen Aufbau des Gesteins in einigen Stufen der Serie. Das ca. 15 m mächtige Schichtenpaket beginnt mit einer ca. 1 m dicken bräunlichen, dichten, feinen Kalkschicht (MFT F_2), die von einer ca. 0,60 m starken mergeligen Kalkbank (MFT D_1), die im oberen Teil oolithische Strukturen erkennen läßt, überlagert ist. Die Schichten 12 und 13 bestehen aus stark dolomitisiertem, zuckerkornigen Kalk, der teilweise porös ist (MFT F_2). Die Schichten 14 und 15 und 16 von ca. 6 m Mächtigkeit werden aus stark dolomitischem Kalkoolith (MFT B_1 bzw. B_2) aufgebaut. Die Dolomitisierung nimmt von unten nach oben zu. Die ca. 2 m dicke Bank 17 besteht aus feinkörnigem, spätigen Dolomit (MFT F_2). Die Schichten 18 und 19 werden aus feinoolithischem, z.T. dolomitischen Kalkoolith aufgebaut (MFT A_1) und haben zusammen eine Mächtigkeit von 2,50 m. Die oberste Bank 20 wird aus feinem Kalkoolith gebildet, der nicht dolomitisch ist und sehr deutliche Kreuz- und Schrägschichtungen mit Lagen von Grobooiden und Kalk- und Schalendetritus aufweist. Das Dach dieser Schicht bildet eine scharfe, teils ebene, teils wellige Grenze zu den Humeralis-Schichten im Hangenden. Diese Grenze ist sehr deutlich und läßt sich gut auf mehrere km auskartieren.

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.19, Sch.26-36) lagern ca. 25 m, die zur Oolithregion III zugerechnet werden. Die Folge besteht aus einer Wechsellagerung von oolithischem Kalk mit schwankendem Gehalt an Fossil- und Kalk-

trümmernder MFT A_1 und A_2. In der Mitte schaltet sich eine ca. 0,30 m starke, sandige Mergelbank (Schicht 33) sehr feinkörnig und hart mit einer mäßigen Dolomitisierung ein (MFT D_1, D_2). Überlagert wird diese Schicht wiederum von einer abwechselnden Folge von Feinooiden in Calcilutit (MFT A_2) oder gröberen bis mittleren Ooiden in einer Kalkarenit-bis Calcirudit-Grundmasse (MFT A_2), wie die Basis der Schicht 35, die eine ca. 0,05 m dicke Feinkonglomeratlage mit feinen Geröllen, Onkoiden, Grobooiden und Seeigelplatten aufweist. Die Ooide werden zum Hangenden hin feiner, und die ganze Serie endet mit einem Dachkonglomerat, das die Oolithregion III abschließt und gleichzeitig den Beginn der Humeralis-Schichten kennzeichnet. Die ungewöhnlich große Mächtigkeit der Oolithregion III im Mittleren Korallenoolith am Duinger Berg dürfte eine Beckenfazies anzeigen mit einer intensiveren Ooidbildung und einer rascheren Ablagerung, als es bei Ebersberg am Deister der Fall gewesen ist. Bemerkenswert ist hier aber eine stärkere Beimengung mit Mergeln und eine intensivere Dolomitisierung.

II.2.2.6. Humeralis-Schichten
Oolithregion IV
Nerineenbank II

II.2.2.6.a. Abgrenzung und Gliederung

KLÜPFEL (1931, S.90-95) läßt seine Humeralis-Schichten im Wesergebirge über der Wohlverwahrt-Region beginnen. Da die Wohlverwahrt-Region im Osten des Gebietes fehlt oder nur unvollständig und untypisch ausgebildet ist, lasse ich die Humeralis-Schichten beim stärkeren Einsetzen von Mergeln und Sanden in den auflagernden Schichten über der Oolithregion III, die ihrerseits in den meisten Fällen mit einer Omissionsfläche endet, be-

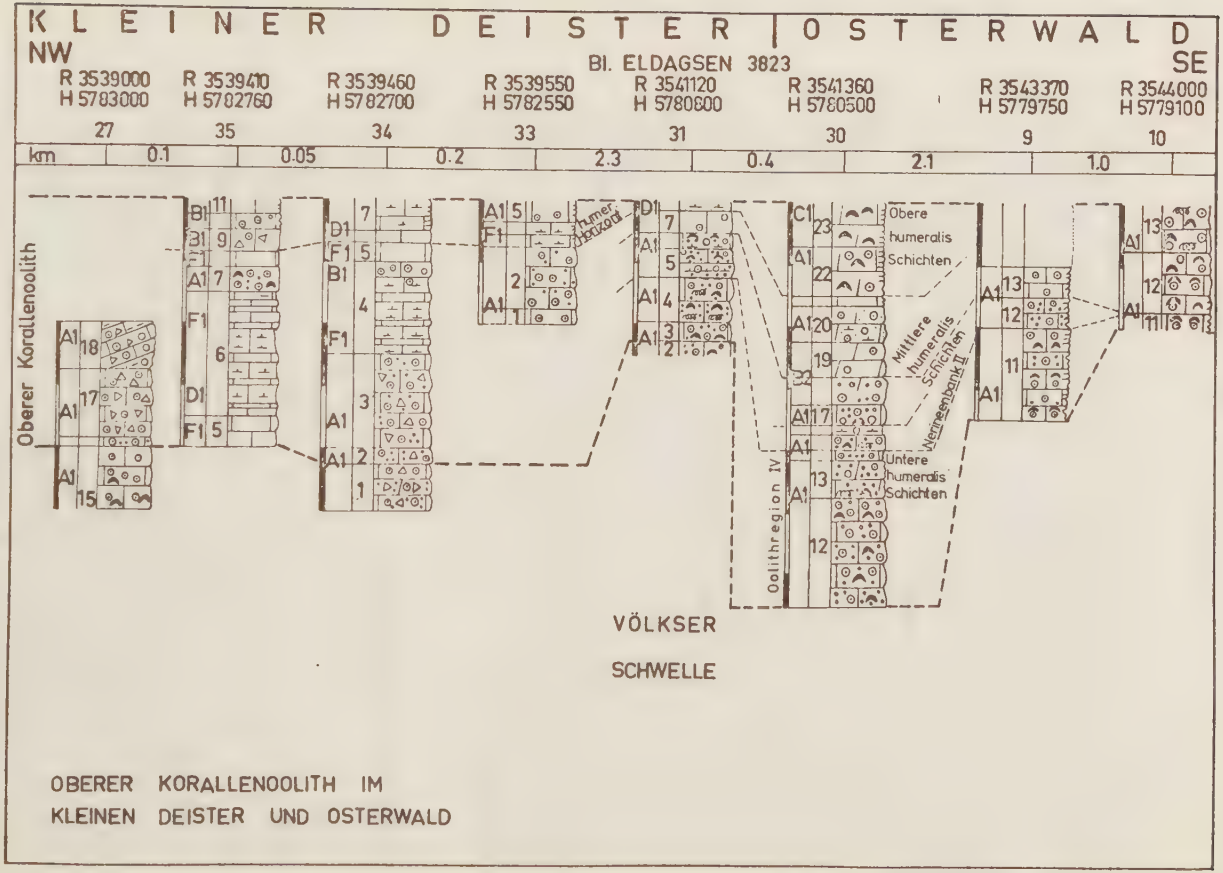
ginnen. Die auflagernden Schichten der Oolithregion IV (Untere Humeralis-Schichten), Nerineenbank II (Mittlere Humeralis-Schichten) und die Oberen Humeralis-Schichten kennzeichnen den Aufbau der Humeralis-Schichten. Zeilleria ventroplana (ROEMER) tritt in der Oolithregion IV auf, wurde aber schon im Mittleren Korallenoolith vereinzelt gefunden. Nach oben zu und in einzelnen Lagen tritt die Zeilleria ventroplana (ROEMER) immer häufiger auf. Ihr massenhaftes Auftreten markiert den Beginn der Oberen Humeralis-Schichten in dem sog. Humeralis-Horizont. Diese charakteristische Bank ist aber nicht überall zur Ausbildung gekommen. Sie scheint vielmehr in der Umgebung von Schwellen vorzukommen. Im extremen Schwellenbereich (östlicher Osterwald und bei Völksen) wurde der Humeralis-Horizont nicht beobachtet.

Die obere Grenze der Humeralis-Schichten wird durch das Einsetzen der grünlichen Mergelkalke mit Cyprina nuculaeformis (ROEMER) und der Natica-Arten des Unteren Kimeridge gekennzeichnet.

II.2.2.6.b. Entwicklung

Oolithregion IV

Die Oolithregion IV nimmt die Unteren Humeralis-Schichten ein und wird unten durch eine Omissionsfläche, welche den Top der Oolithregion III abschließt, begrenzt. Zum Hangenden hin wird die Oolithregion IV meistens durch eine Omission begrenzt. Ihre Mächtigkeit, Ausbildung und Charakterisierung wird in den nun folgenden einzelnen Profilen besprochen. Sie weist starke Schwankungen im Hinblick auf Ooidgehalt, Mergelgehalt sowie ihre Mächtigkeit auf.



OBERER KORALLENOOLITH IM KLEINEN DEISTER UND OSTERWALD

Abb. 7

Im Osterwald am Mühlenbrink (Prof.30, Sch. 12-23, Abb. 6) sind die Humeralis-Schichten gut aufgeschlossen. Sie haben hier die größte Mächtigkeit, nämlich ca. 22 m, die im Untersuchungsgebiet gemessen wurde. Die Humeralis-Schichten lassen sich am Mühlenbrink in drei Stufen untergliedern: Die Unteren Humeralis-Schichten (Prof.30, Sch.12-13) werden aus harten, hellbrauen bis blaugrauen oolithischen Kalken (MFT B_1) aufgebaut. Es herrscht eine Feinoolith-Grundmasse mit verstreuten Grobooiden oder Lagen von Grobooiden vor. Die Ooide der Oolithregion IV sind meistens feiner als diejenigen in der Oolithregion III des obersten Mittleren Korallenooliths. In verschiedenen Lagen der Schichten 12 und 13 treten dichte bis oolithische Kalkgerölle (bis zu 1 cm) und Knollen (bis zu 15 cm) auf, die in der Grundmasse herausragend und isoliert scheinen oder durch Schlieren und verschwommene Peripherien gekennzeichnet sind. Sie bieten das Bild einer"Subaquatischen Rutschung", die die Sedimente in teilverfestigtem Zustand getroffen haben muß. Eine unterschiedliche Dolomitisierung auch in lateraler Erstreckung ist festzustellen. Es treten vereinzelt Zeilleria ventroplana (ROEMER), Ostreen sowie Nerineen und Chemnitzien, und zwar in der Schicht 13, auf.

Die Mittleren Humeralis-Schichten liegen auf einer Omissionsfläche am Top der Bank 13, die von einer schwarzgrauen kohligen Lage bedeckt ist. Die mürbe Schicht 14 besteht aus oolithischen, kohlig-mergeligen Kalken mit Geröllen desselben Materials (bis zu 2 cm) und Kohlschmitzen (bis zu 1 cm). Dann folgt die Nerineenbank II als harter, blauer bis hellbräunlicher, dichter bis oolithischer Kalk (MFT B_2), der viele Gastropoden (hauptsächlich Nerineen und Chemnitzien) liefert. Im unteren Teil der Schicht befindet sich eine Lage voll kleiner Gastropoden in Steinkernehaltung. Nahe der Schichtoberfläche (Sch.15)

befindet sich eine Schillage aus Ostreen-Schalen. Die Schichten 14 und 15 dürften KLÜPFELs Fossilflöz entsprechen (KLÜPFEL, 1931, S.91-92). Die Schicht 14 keilt innerhalb des Steinbruchs beinahe aus. In der Schicht 15 nehmen Ooid- und Fossilgehalt nach oben hin ab. Auch die Schicht 16, welche aus dunkelgrauen Mergeln (MFT F_1) besteht, nimmt nach Osten hin an Mächtigkeit ab. Die aufliegende Folge (17-20) besteht aus harten blaugrauen bis bräunlichgrauen Kalken. Hier tritt jedoch der Ooidgehalt von unten nach oben stark zurück.

Die Oberen Humeralis-Schichten (Sch.21-23) bestehen aus graubraunen spätigen, schwach dolomitischen sandigen Kalken, die glaukonitische Lagen enthalten und in unebene Bänke zerfallen. Hier kommt die Zeilleria ventroplana (ROEMER) besonders häufig vor.

Im östlichen Osterwald ist der stark differierende Aufbau der Humeralis-Schichten nicht mehr anzutreffen. Es herrscht ein starker Anklang an den Kimeridge. Ferner finden sich unregelmäßige wolkige, feinoolithische oder undeutlich oolithische Flecken in den zunehmend dichten Kalkarealen. Ein Rückgang des Dolomithgehalts ist hier zu verzeichnen.

Am Dehlborn (Prof.9, Sch.11-13, Abb. 7) ist die Grenze zwischen Unteren und Mittleren Humeralis-Schichten durch ein Dachkonglomerat der Schicht 12 sichtbar.

Die Mächtigkeit der Humeralis-Schichten im Osterwald schwankt zwischen ca. 22 m an der Holzmühle (Prof.30) und 7-8 m an der Barenburg (Prof.10). Am Ahrensberg (Prof.14, Sch.22) dürfte die Mächtigkeit der Humeralis-Schichten nur 4 m betragen.

HOYER (1965, S.40) nimmt eine Erosion der Humeralis-Schichten im südlichen Osterwald durch die "Osterwald-Phase" und folglich ihr Verschwinden an. Diese Ansicht kann durch das "Hartgrund"-Vorkommen bei Salzhemmendorf

(Prof.18, Sch.21) erhärtet werden.

Im Kleinen Deister am Jägerhaus (Prof.31, Sch.3-8) fallen die stark dolomitischen Mittleren Humeralis-Schichten (5-7) auf. Eine Omissionsfläche in der schon genannten Schicht 5 mit einer abweichenden Ausbildung der Fossilflöz-Schicht ist durch das Auftreten von Ostreen-Lagen gekennzeichnet. Die Oberen Humeralis-Schichten sind nicht typisch ausgebildet, sondern nur der Humeralis-Horizont, der auf eine Mächtigkeit von ca. 0,50 m geschrumpft ist. In der mergeligen mürben Schicht sind reichlich Zeilleria ventroplana (ROEMER) zu finden.

Im nordwestlichen Kleinen Deister sind die Unteren und Mittleren Humeralis-Schichten nicht trennbar. Nur im Profil 27 (Sch.18) trennt eine Omissionsfläche die Unteren und Mittleren Humeralis-Schichten, sprich die Oolithregion IV und die Nerineenbank II. Hier bildet eine Schrägschichtung (Streichen 140°, Einfallen 15° nach SW) im obersten Glied der Oolithregion III und ein darauf lagerndes Dachkonglomerat die Grenze zu den Humeralis-Schichten (Prof.27, Sch.16). Die Oberen Humeralis-Schichten treten als dunkelgraue bis bläuliche kristalline und feinsandige Mergelkalke (MFT D_2) auf und schließen hier mit einer dichten Kalkbank (MFT D_1) ab. In Profil 32, Schicht 2 sowie Profil 33, Schicht 4 und Profil 34, Schicht 9 sind zuunterst gelbliche, dolomitische Mergelkalke (MFT D_2) zu beobachten. Sie enthalten zahlreiche Exemplare von Zeilleria ventroplana (ROEMER) und markieren so einen Leithorizont in diesem Gebiet, das den Übergang zu den Oberen Humeralis-Schichten einleitet. Die Ausbildung der Oolithregion IV in den Profilen 32, Sch.1 und Profil 33, Schicht 1 konnte wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht untersucht werden. HOYER (1965, S.157) gibt eine oolithische Ausbildung der obengenannten Schichten an. Im Profil 31 (Sch.2) sind oolithische Kalke (MFT B_1) aufgeschlossen, die der allgemeinen

Ausbildung der Oolithregion IV entsprechen. Eine Nerineenbank II (Prof.31, Sch.4), bestehend aus oolithischem bis dichtem Kalk mit Geröllen aus demselben Material (MFT C_1), die teilweise durch Mergelbestegen getrennt werden, enthält im oberen Teil Lagen mit Chemnitzien und Nerineen. Ferner fanden sich Ostreen und zahlreiche Exemplare von Zeilleria ventroplana (ROEMER).

Die Mächtigkeit nimmt von NW des Kleinen Deisters (Prof.17) nach Osten hin (Prof.31) ab und zwar von ca. 15 m auf ca. 9 m.

Im Deister am Ebersberg (Prof.1, Sch.30-33) beginnen die Humeralis-Schichten zuunterst mit einer ca. 1,60 m dicken Bank aus bräunlich-grauen, feinkörnigen, detritischen Mergeln, die von Ton- und Feinsandschlieren durchzogen wird (MFT F_2). Nach oben hin nimmt der Kalk- und Ooidgehalt zu, so daß die obersten 15 cm zu einem schwach oolithischen Mergelkalk werden (MFT C_2). Die ca. 3,80 m mächtige Schicht 31 zeigt eine Art Wechsellagerung von dunkelgrauen bzw. schwarzen Calcilutiten bis Calciruditen mit entsprechend verändertem Schalendetritus- und Ooidgehalt (MFT F_1-C_1). In der Mitte dieser Bank scheint sich das Lebensoptimum der Zeilleria ventroplana (ROEMER) zu befinden. Es kommt jedoch nicht zur Ausbildung eines Humeralis-Horizonts (wie in der Typlokalität Prof.18, Sch.21). Die Bildung der Oolithregion IV ist hier durch vermehrte Einschaltung von Ton-Mergelbestegen gekennzeichnet. Eine Andeutung der Nerineenbank II ist in den Teilen c und d der Schicht 31 durch Nerineen und Ostreen zu beobachten. Der Fossilgehalt tritt aber hier im Beckenbereich stark zurück. Ein höherer Tongehalt als in der Schicht 31 kennzeichnet den Aufbau der Schichten 32 und 33. Hier wird ein allmählicher Anklang zum Kimeridge hin deutlich. Der direkte Anschluß zum Unteren Kimeridge ist im Steinbruch nicht aufgeschlossen. Die obere Folge ist auch unter-

schlecht dolomitisch und läßt kaum etwas vom Gesteinsgefüge erkennen. Am Deister ist die Mächtigkeit der Humeralis-Schichten auf ca. 20 m angewachsen.

Am Sanzeweg (Prof.2, Sch.10c): Die Humeralis-Schichten bzw. die Oolithregion IV sind schwer trennbar von der liegenden Oolithregion III, da dieselbe Ausbildung wie in den genannten Stufen vorliegt. Der oberste Teil der Schicht 10 (10c) ist dolomitisch und enthält viel Schalendetritus, geht dann über in einen bräunlichgrauen, oolithischen, leicht verwitternden Kalkmergel (MFT C_2), der lagenweise zerdrückte Zeilleria ventroplana (ROEMER) führt. Die Mächtigkeit dieser Schicht konnte nicht ermittelt werden, da sie unter dem Hangschutt nur schwer zugänglich war. Sie dürfte aber ca. 0,30 m betragen. SCHÖNLORF (1914a, S.109) erwähnt diese Schicht auch. Hier kann es sich um die Ausbildung des Humeralis-Horizonts handeln. Die mürben Kalkmergel und Mergelkalke des Unteren Kimeridge folgen auf diese Schicht. Die Mächtigkeit der Humeralis-Schichten sinkt hier auf ca. 4 m. Die Dolomitisierung verleiht dieser Serie bei der Verwitterung löcherige Lagen.

Im Süntel am Hohenacken (Prof.24, Sch.14-16) besteht die Oolithregion IV (Untere Humeralis-Schichten) aus bläulich-grauen, sehr feinoolithischen Kalken (MFT A_1) in der Schicht 14d. In der Schicht 15 ist eine deutliche Zunahme von Schalendetritus zu beobachten. Es fanden sich ferner viele zerdrückte Exemplare von Zeilleria ventroplana (ROEMER). Diese Schicht betrachte ich als die Nerineenbank II. Sie besteht aus hartem, sehr feinoolithischem Kalkoolith (MFT A_2). In der Hangenden Schicht 16 sind es graublaue Calcilutite mit verstreutem Fossildetritus und vereinzelt auftretenden Zeilleria ventroplana (ROEMER) mit Flecken oder Linsen dichten Kalkes, die die Oberen Humeralis-Schichten ausmachen.

Die Mächtigkeit beträgt hier ca. 5 m. Ein Humeralis-Horizont wurde hier nicht beobachtet.

Am Thüster Berg (Prof.18, Sch.21-24) lagert die Oolithregion IV auf einer Omissionsfläche der ausgewaschenen Bankoberfläche der Schicht 20 (letztes Glied der Oolithregion III). An der Basis der Schicht 21 ist ein Aufarbeitungshorizont (21a) mit Geröllen aus Kalkoolith, die unten leicht verwittern, aber bald zusammen verbacken werden und aus dem Gesteinsverband nicht auswittern, so daß im oberen Teil ein knollig-wülstiges Aussehen des Gesteins entsteht. Die Schicht ist stark dolomitisch, was zur Zerstörung des Gefüges, besonders im oberen Teil, führt. Aus dem verbliebenen Restgefüge und dem allgemeinen mikroskopischen Bild zu schließen, muß ein mergelführender Kalkoolith vorgelegen haben (MFT A_1 bis B_1). Dieser Teil geht mit zunehmendem Mergel- und Tongehalt in teils mürben, teils festen dichten Mergel, der von zahlreichen Gängen und Bauten durchzogen wird (MFT F_2), über. Eine Hartgrund-Bank (Sch.21b) von ca. 0,08 m Stärke ist hier charakteristisch (siehe Kap.VI über Hartgründe). Über diesem Hartgrund liegt Teil c der Schicht 21: graubraune, mürbe, flaserige, oolithisch bis sandige Mergel (MFT B_1). In dieser Bank findet man zahlreiche Zeilleria ventroplana (ROEMER).

Die Bank 21c betrachte ich als die ideale Ausbildung des Humeralis-Horizonts im Untersuchungsgebiet.

Die Ausbildung der Bank 21, wie sie hier beschrieben wurde, weicht natürlich deutlich vom Aufbau der Oolithregion IV, die für andere Teile des Untersuchungsgebietes beschrieben wurde, ab. Hier dürften besondere Verhältnisse geherrscht haben, die mehrmalige Sedimentationsunterbrechungen bzw. Abtragung oder Aufarbeitung mit sich brachten. Man denke dabei an lagunäre Bildungen (siehe Kap.VI über Hartgründe). Die folgende Schicht 22 ist ca. 0,75 m dick und besteht aus

schwach oolithischem Mergel mit wenig Fossildetritus (hauptsächlich Echinodermen- und Ostreenreste, MFT B_1). Die Schicht 23, die ca. 0,25 m stark ist und aus ockerbraunem, sehr schwach oolithischem Kalkmergel mit sehr wenig Fossildetritus besteht (MFT C_2), wird von grauem detritisch-sandigem Mergel (schmutzig aussehend), der ca. 2 m mächtigen Schicht,24 überlagert. Die Schichten 22, 23 und 24 bilden die Oberen Humeralis-Schichten. Es scheint, daß es hier nicht zur Bildung der Nerineenbank II gekommen ist. Es ist aber angesichts der bewegten paläogeographisch-diagenetischen Vorgänge bei der Bildung der Schicht 21 anzunehmen, daß die Nerineenbank II abgetragen wurde. Die Mächtigkeit der Humeralis-Schichten sinkt am Thüster Berg auf ca. 5 m.

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.20, Sch.2-6): Die Humeralis-Schichten liegen hier auf einer Omissionsfläche am Top der Schicht 1 (Oolithregion III) mit einer 0,20 m starken Bank (Sch.2) graubraunen dichten Kalkes (Calcilutit, MFT F_2), der von ca. 1,50 m lutitischem (MFT C_2) bis ruditischem Kalk (MFT D_1) mit Geröllen und Ooiden (MFT C_2) überlagert ist. In den oberen 2/3 herrschen gröbere Gerölle vor (wahrscheinlich aus Aufarbeitungsvorgängen), besonders in den obersten 15 cm mit vielen Gastropoden, hauptsächlich Chemnitzien (Steinkernerhaltung). Es wurden verkohlte Holzreste gefunden sowie U-Bauten von ca. 5,5 cm Länge, die auf der Schichtebene zu sitzen scheinen (Rhizocorallium?).

Die Schicht 2 sowie der untere Teil der Schicht 3 stellen eine abweichende ooidarme Bildung der Oolithregion IV dar. Beim oberen Teil b der Schicht 3 dürfte es sich um die Nerineenbank II handeln mit ihren Gastropoden- und Ostreenbruchstücken. Die oolithische Kalkmergel-Schicht (4) zeigt im liegenden, ca. 0,80 m dicken Teil, der schwach oolithisch ist, eine Hartgrundbildung, die aber

nicht so stark ausgeprägt ist wie am Thüster Berg (Prof.18, Sch.21b). Hier wie auch am Thüster Berg sitzen Ostreen (Ostrea multiformis?) auf dieser Hartgrundoberfläche, jedoch mit dem Unterschied, daß bei Marienhagen die Ostreen angebohrt sind (Bohrmuscheln), während die Bohrmuschellöcher (schon verfüllte) unter den unversehrten Ostreenschalen auf der Schichtoberfläche (Schicht 21b, Prof.18) zu finden sind. Die Besiedlung und die vorherige Verfestigung (Teilverfestigung?) der Bank muß bei Marienhagen eher stattgefunden haben als am Thüster Berg und hat damit den Ostreen eine harte Unterlage gegeben. Teil b der Schicht 4 besteht aus ooidarmem Kalk mit viel Kleingeröll, das lagenweise vorkommt und auf eine Omission hindeutet. Der obere mergelige Teil der Schicht 4 (MFT C_2) enthält außer den vielen Geröllen und Knollen vermehrt Zeilleria ventroplana(ROEMER).

Die Schichten 5 und 6 bestehen aus bräunlich-hartem, körnig bis dichtem geröllreichen Kalk, der in Schicht 5 reich an Schalendetritus ist und in den obersten 0,2o m oolithisch wird (MFT A_1). Die Kalke der Schicht 6 enthalten nur wenig Ooide (MFT C_1). Die Schichten 5 und 6 bilden die Oberen Humeralis-Schichten. Die Mächtigkeit der Humeralis-Schichten am Duinger Berg beträgt ca. 6 m.

II.3. Kimeridge

II.3.1. Aufschlußverhältnisse

Die Aufschlußverhältnisse sind im allgemeinen für den Kimeridge ungünstig, insbesondere im Deister, Osterwald und im Kleinen Deister. Die meisten Steinbrüche beschränken sich auf die Gewinnung der härteren Gesteine des Korallenooliths. Nur gelegentlich werden kleine Steinbrüche für den lokalen Wegebau im Wald ange-

legt, die aber meistens schnell wieder verfallen. Häufig wird der tiefere Untere Kimeridge in den oberen Partien von großen Korallenoolith-Brüchen aufgeschlossen, wie z.B. die Aufschlüsse bei Marienhagen (Prof.19 u.20) am Duinger Berg. Ferner erschließen die festen Bänke, die für den Wegebau im Wald benötigt werden, in der Regel die Feinoolithregion des Mittleren Kimeridge. Der Obere Kimeridge ist selten aufgeschlossen. Zwei vollständige Profile für den Unteren Kimeridge und ein Großteil des Mittleren Kimeridge konnten in Marienhagen am Duinger Berg und beim Hohenacken im Süntel gewonnen werden. Für den Deister und Osterwald werden Profile aus der Literatur ausgewertet.

II.3.2. Abgrenzung und Gliederung

Es werden petrographische und ökologische Leithorizonte zur Abgrenzung zu Hilfe genommen, um die einzelnen Kimeridge-Stufen in einer praktikablen Gliederung zu verwenden.

Die Abgrenzung des Unteren, Mittleren und Oberen Kimeridge wird hauptsächlich nach GRUPE (1933 c-e) und KLÜPFEL (1931) vorgenommen. Dies gilt insbesondere für des westlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Die Grenze Humeralis-Schichten/Unterer Kimeridge wird am Duinger Berg über eine Konglomeratbank mit knollig-wülstiger Ausbildung gelegt. Die Grenze Unterer/Mittlerer Kimeridge bildet eine gelbe Kalkbank mit grauen Mergeleinlagerungen (Gelber Grenzkalk). Die Grenze Mittlerer/Oberer Kimeridge stellt eine sehr harte Schillkalkschicht, die die Virgula-Bank abschließt, dar. Diese Grenze Mittlerer/Oberer Kimeridge war aber im Süntel, Deister, Kleinen Deister und Osterwald nicht genau festzustellen, da die obengenannte harte Schillkalkbank nicht ausgebildet wurde. Ferner waren die Aufschlußverhältnisse

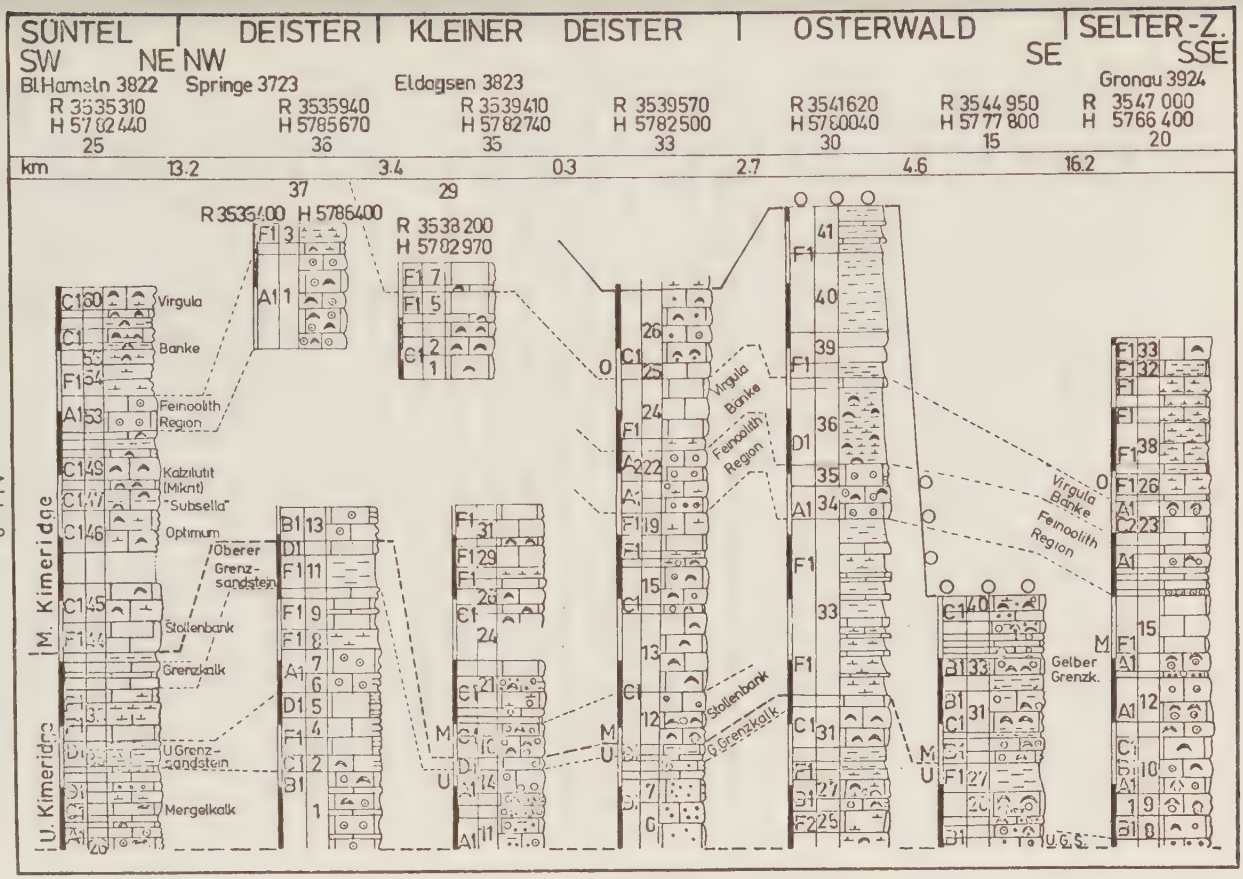
im Oberen Kimeridge sehr schlecht. Dagegen waren die unter den Virgula-Bänken liegende Kalkoolithfolge "Feinoolith-Region" im Mittleren Kimeridge besser zu erkennen und verfolgen.

II.3.3. Entwicklung

II.3.3.1. Unterer Kimeridge

Im westlichen Osterwald am Mühlenbrink (Prof.30,Sch. 24-31, Abb.8) ist der Untere Kimeridge aufgeschlossen. Zuunterst befindet sich die aus Mergelkalk bestehende Schicht 24. Darauf lagert die aus grünlichen Mergeln bestehende Schicht 25, die nach oben hin in graue, glaukonitische Mergelkalke übergeht (MFT D_1). Darin befinden sich Cyprina- und Natica-Arten in Steinkernerhaltung sowie vereinzelte Zeilleria ventroplana (ROEMER). Die Schicht 26 wird aus schwach oolithischen und schalendetritischen Kalken aufgebaut mit vielen Ostreen (MFT B_1). Glaukonitische Mergelkalke der Schicht 27 (MFT D_1) mit Natica globosa ROEMER, Chemnitzia sp., Cyprina nuculaeformis (ROEMER), Trichitis sp., Terebratula sp. und Exogyra sp. folgen darauf. Die darüber lagernden grünen Mergel, deren Mächtigkeit nicht festgestellt werden konnte, werden von einer 1 m mächtigen, graublauen Tonschicht überlagert. Dann folgt eine 3 m dicke dunkelgraue Kalkbank mit vielen Exemplaren von Terebratula subsella LEYMERIE. Die Mächtigkeit des Unteren Kimeridge beträgt hier ca. 10 m.

Im Kleinen Deister (Prof.32, Sch.5-11, Abb.8): Hier tritt der Untere Grenzsandstein in der Schicht 7 auf. Es sind bräunlich-bis grünlich-glaukonitische, sandige Kalke (MFT D_1), die den Schichten 29 und 30 des Profils 30 am Mühlenbrink entsprechen. Auf einer ca. 0,50 m


SÜNTEL
SW NE NW
DEISTER
KLEINER DEISTER
OSTERWALD
SE
SELTER-Z.
SSE
Bl.Hameln 3822
Springe 3723
Eldagsen 3823
Gronau 3924
R 3535310 H 5782440
R 3535940 H 5785670
R 3539410 H 5782740
R 3539570 H 5782500
R 3541620 H 5780040
R 3544950 H 5777800
R 3547000 H 5766400
25
36
35
33
30
15
20
km
13.2
3.4
0.3
2.7
4.6
16.2
37
29
R 3536400 H 5786400
R 3538200 H 5782970
Virgula
Banke
Feinoolith Region
Kalzilutit (Mikrit) "Subsella"
Optimum
Oberer Grenz-sandstein
Stollenbank
Grenzkalk
U.Grenz-sandstein
Mergelkalk
M. Kimeridge
U. Kimeridge
Gelber Grenzk.
U.G.S.
Abb. 8

mächtigen Kalkkonglomerat-Schicht (9) folgt ein grauer Ton (Sch.10). Die Schicht 11, aus gelblichen Kalken bestehend, schließt den Unteren Kimeridge im Kleinen Deister ab. Die Schichten 10 und 11 dürften dem Oberen Grenzsandstein GRUPEs (1933 c) entsprechen oder dem Charophyten-Mergel bei G.SCHMIDT (1955). Die Konglomerat-Schicht läßt sich nach Westen in den Süntel sowie nach Süden in den Hils verfolgen. Diese Konglomerate begleiten eine variierende Schichtlücke nach Westen hin über Profil 33 (Sch.6-7) hinaus. Im Profil 33 liegt dieses Konglomerat auf dem Dach der Humeralis-Schichten, wobei die Mergelkalke und der Untere Grenzsandstein fehlen. Diese Konglomeratbank ist dadurch gekennzeichnet, daß unten die Gerölle fein sind, in der Mitte grob und oben wieder fein. Darüber liegen in Profil 33, Schicht 8-10 dichte Kalke, die etwas glaukonitisch sind. Dann folgen gelbe Kalke (Gelber Grenzkalk), die von tonigen Mergeln durchzogen werden (Sch.11). Der Mergelanteil variiert ständig, wie Profil 28, Schicht 4 zeigt, wo Mergel den Platz der gelben Kalke einnimmt. In Profil 31, Schicht 9-10 greift die Konglomeratbank bis dicht über die Humeralis-Schichten hinunter.

Im Kleinen Deister beträgt die Mächtigkeit des Unteren Kimeridge 6-9 m.

Im Süntel an der Kuhlenschleife (Profil 25, Sch.32-34) tritt an der Obergrenze des Mergelkalkes ein Konglomerat auf (HOYER 1965, S.45). In Profil 24 (Sch.17-22) beginnt der Untere Kimeridge mit einer ca. 0,20 m dicken dunkelgrauen dichten Kalkbank mit reichlichen Schalenresten (angebohrte Trichites-Schalen), die unten geröllführend (MFT C_1) ist. Darüber folgen ca. 3,80 m plattige graubraune Wechsellagen von harten, sandigen Mergeln und weicheren Tonmergellagen (MFT F_1). Die sandigen Bänkchen zeigen oft Oszillationsrippeln (Streichen NW-SE) mit Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen.

Die Schicht 18 wird hier als der Untere Grenzsandstein betrachtet. Über der scharfen Obergrenze der Schicht 18 (Unterer Grenzsandstein) lagert eine ca. 1,50 m mächtige gelblich-graue Kalkbank (Sch.19) mit vielen Schalenresten (MFT C_1). Dann folgen knollige Kalkmergel (MFT F_1) der Schicht 20. Die Schichten 19 und 20 scheinen den Zwischenschichten vom Kleinen Deister zu entsprechen. Den Abschluß des Unteren Kimeridge bilden gelbe Kalke (Gelber Grenzkalk) mit grauen Mergeln (Prof.24, Sch.21-22), die hier auch den Oberen Grenzsandstein vertreten (MFT F_1).

Der tiefere Untere Kimeridge ist durch Mächtigkeitsschwankungen und Omissionserscheinungen gekennzeichnet (Mergelkalke und Unterer Grenzsandstein). Demgegenüber ist der höhere Untere Kimeridge am Hohenacken (Prof.24) und an der Kuhlenschleife (Prof.25) gleichmäßig ausgebildet. Eine schwache Ooidkomponente tritt hier auf. Die Mächtigkeit des Unteren Kimeridge liegt bei 9 m im Süntel.

Im Deister ist der Untere Kimeridge (Prof.36, Sch.2-13) östlich von Bergesgrund aufgeschlossen. Zuunterst findet sich eine 5 m starke Schichtfolge aus Mergelkalk (Sch.2) und mürben Mergeln (MFT F_1 bzw. D_1), die viel Fossildetritus und Cyprina- und Natica-Arten enthalten. Die Schichten 3-6 entsprechen dem Unteren Grenzsandstein, wobei die Sand- und Tonkomponenten hier stark zurücktreten bei einer gleichzeitigen Zunahme der Kalkkomponente. Die Schicht 7 ist glaukonitisch, schwach oolithisch und ähnelt der Glaukonitbank im Süntel (Prof.25, Sch.37). Sie bildet zusammen mit den Mergeln und Kalken der Schichten 8-11 die Vertretung der sog. Zwischenschichten. Der Untere Kimeridge wird hier mit einer grünlichen Tonschicht (12) und einer sandigen Kalkbank (13), die als Vertretung des Oberen Grenz-

sandsteins gelten, abgeschlossen. Im Deister enthält der Obere Grenzsandstein, im Gegensatz zum Süntel, Klein-Deister und Osterwald, eine sandige Komponente.

Die Mächtigkeit des Unteren Kimeridge kann, wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse, nur geschätzt werden. Sie mag hier bei 19 bis 20 m liegen.

Am Samkeweg (Prof.2, Sch.11-14) lagern über den kompakten Oolithkalken des Oberen Korallenooliths weiche Mergel (Sch.11c) des Unteren Kimeridge. Darüber folgen oolithisch-mergelige Kalke der Schicht 12, die von einer Ton-Mergel-Folge der Schicht 13 (Unterer Grenzsandstein) überlagert wird. Diese Folge enthält auch Bänkchen von plattigem Kalksandstein. Darüber folgt ein Tonmergel, der mit einer sandigen glaukonitischen Kalkbank abschließt. Diese Schicht 14 dürfte dem Oberen Grenzsandstein entsprechen und damit den Abschluß des Unteren Kimeridge am Samkeweg bilden. Die Mächtigkeit des Unteren Kimeridge beträgt hier ca. 9 m.

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.20, Sch.7-11, Abb. 8): Der Untere Kimeridge beginnt hier mit einer Art Basis-Konglomerat (Sch.7). Die ca. 0,25 m mächtige Mergelkalkbank mit langgestreckten Knollen und reichlich Geröllen besteht aus einer feinkörnigen Grundmasse (MFT C_1). Die Kalkknollen sind z.T. in tonigem Mergel eingebettet. Gefolgt wird diese Schicht von einer 1,85 m mächtigen hellgrauen, bituminösen Feinkalk-Schicht (Sch.8) mit Feinkalkgeröllen und hellen verstreuten Kleinooiden und Schalentrümmern (MFT B_1) sowie Brachiopoden- und Natica-Arten in Steinkernerhaltung. Die Schicht 9, die 2,90 m mächtig ist, besteht zuunterst aus mürben, sandigen, violettbraunen Mergeln mit wenig Ooiden (MFT D_1) und einer Geröllage an der Basis (Sch.9a). Der mittlere Teil

besteht aus hellgrauem feinoolithischen Kalk (MFT A_2). Der höhere Teil der Schicht 9 (9d) ist ein gelber fossildetritus- und geröllführender Mergelkalk mit sandiger Komponente (MFT B_1). Die Schicht 7 rechne ich zum Unteren Grenzsandstein. Die Schichten 8, 9, 10 und 11 dürften ein Äquivalent der "Zwischenschichten" darstellen. Das mächtige (ca. 7 m) Schichtenpaket 10, 11 und 12 besteht aus einer Wechsellagerung von oolithischen Mergelkalken (MFT A_1) und schwach mergeligen, dichten Kalken (MFT F_1). Die Schicht 13 (0,25 m) besteht aus graubraunen bis gelblich-braunen detritisch-oolithisch bis sandigen Mergeln, die sehr mürbe sind (MFT A_1-D_1). Es folgt eine 1,20 m mächtige Schicht aus grünlichen Mergeln mit glaukonitisch-detritischen Komponenten. Die folgende Schicht 14 enthält außer reichlichem Fossildetritus (MFT B_1) und Trichitesschalen grünliche Tonschmitzen bis zu Haselnußgröße. Die Schichten 13 und 14 rechne ich zum "Gelben Grenzkalk". Die Mächtigkeit des Unteren Kimeridge am Duinger Berg beträgt etwa 12 m.

II.3.3.2. Mittlerer Kimeridge

Im Kleinen Deister sitzen über den gelben Kalken und Mergeln, die den Oberen Grenzsandstein im Kleinen Deister vertreten, überall fleckige, unscharf begrenzte oolithische Kalke und Flecken dichten Kalkes. Diese 3-4 m mächtige Folge kommt in Profil 32, Schicht 12, Profil 33, Schicht 12 und Profil 35, Schicht 16-17 vor. Die von KLÜPFEL (1931, S.147) als Stollenbank bezeichnete Schicht hat eine erstaunliche Konstanz in ihrer Ausbildung und ihrer großen Erstreckung. Sie ist in dieser Ausbildung über den Süntel hinaus nach Westen im Wesergebirge zu verfolgen (vgl. S.48 KLÜPFEL 1931 sowie S.147, 153 und 154) und setzt sich jenseits der

Porta Westfalica im Wiehengebirge fort (KLÜPFEL 1931, S.157). Auch im Süden findet man sie im Hils wieder (G.SCHMIDT 1955, Prof.12a, Sch.6; Prof.13, Sch.6; Prof.14, Sch.7; Prof.15, Sch.25; Prof.16,Sch.18; - siehe Tafel 13 -).

Die folgenden Schichten konnten durch die schlechten Aufschlußverhältnisse nicht genau untersucht werden. In den Profilen am Drakenberg (Prof.32, Sch.12-13, Abb.8), westlich der Wolfsköpfe (Prof.33,Sch.13-19) und am Burgberg (Prof.35,Sch.18) treten zwischen der Stollenbank und der Feinoolithregion eine Serie dichter Kalke auf, die auch mergelige, knollige oder auch schwach oolithische Lagen enthalten. Sie zeichnen sich durch massenhaftes Auftreten von Terebratula subsella LEYMERIE aus. Sie führen außerdem Trichites saussurei DESH., Ostrea multiformis DUNKER & KOCH und Exogyra virgula (DEFR.). Diese Folge dürfte KLÜPFELs Knollenbank, yo-Lager, Brenn-Bank und Zwischenbank entsprechen. Die folgende Stufe des Mittleren Kimeridge im Kleinen Deister ist die Feinoolith-Region. Sie ist am Drakenberg (Prof.32,Sch.14) gut aufgeschlossen. Es sind bräunlich-graue, feinoolithische, dickbankige Kalke, die gleichförmig ausgebildet sind (MFT A_1). Die Feinoolith-Region enthält viele Fossilien, u.a. Trigonien und Trichiten. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 8 m. Nach Nordwesten hin nimmt die Mächtigkeit der Feinoolith-Region rasch ab, so daß sie in Profil 33, Schicht 20-22 nicht mehr als 3 m beträgt. Weiter nach Nordwesten hin keilt sie aus. Sie tritt jedoch im Deister (Prof.37) wieder auf. Der Mittlere Kimeridge wird mit den Virgula-Bänken abgeschlossen (Prof.29,Sch.1-7 sowie Prof.33, Sch.23-24). Es sind graue, splittrige, dichte Kalke (MFT F_1) in Wechsellagerung mit flaserig-knolligen Mergelkalken, die mergelig-tonige Linsen und Lagen aufwei-

sen und reichlich Exogyra virgula DEFR. führen. Besonders die weicheren Mergellagen führen außerdem:

Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
Terebratula subsella LEYMERIE.

Die Mächtigkeit des Mittleren Kimeridge beträgt im Kleinen Deister etwa 28 m.

Im Osterwald (Prof.30,Sch.33) herrschen dichte Kalke mit Mergeleinschaltungen im tieferen Mittleren Kimeridge vor. Es wurde aber keine Stollenbank-Bildung festgestellt. Dies gilt auch für die Profile 11, Schicht 13 und Profil 15, Schicht 28-32. Anstehend findet man dagegen die Feinoolith-Region mit einer gröberen Ooidbildung als im Kleinen Deister. Ihre Mächtigkeit (Prof.30, Sch.34-35) beträgt etwa 6-7 m. Im südöstlichen Osterwald bei Königskanzel sind Oolithkalke unmittelbar unterhalb der Gigas-Konglomerate (Gigas Transgression) (Prof.11,Sch.13) zu beobachten, ebenso in Ahrensberg (Prof.16,Sch.33-40). Die Mächtigkeit des Mittleren Kimeridge nimmt nach Südosten hin stark ab. Während in Profil 30 etwa 30 m Mittlerer Kimeridge aufgeschlossen sind, sind es an der Königskanzel (unter der Transgressionsfläche) noch etwa 10 und am Ahrensberg (Prof.16) nur noch 7 m.

Im Süntel am Hohenacken (Prof.24,Sch.23-35, Abb.8) folgt über dem gelben Grenzkalk des Unteren Kimeridge ein sehr harter grauer gesprenkelter Kalk mit mergeligen Einlagerungen, der die Stollenbank KLÜPFELs darstellt. Darüber folgt ein Knollenkalk mit Mergeleinschaltungen (Sch.24). Diese Bank wird von KLÜPFEL (1931,S.155) mit dem Knollenkalk des Wesergebirges verglichen. Die hangenden Schichten (25-31) dürften dem yo-Lager, der Brennbank, dem Tonlager, der Zwischenbank und dem Haupttonlager entsprechen. In der Schicht 25 ist das Lebensoptimum der Terebratula subsella LEYMERIE festzustellen. Die Feinoolith-Region beginnt mit

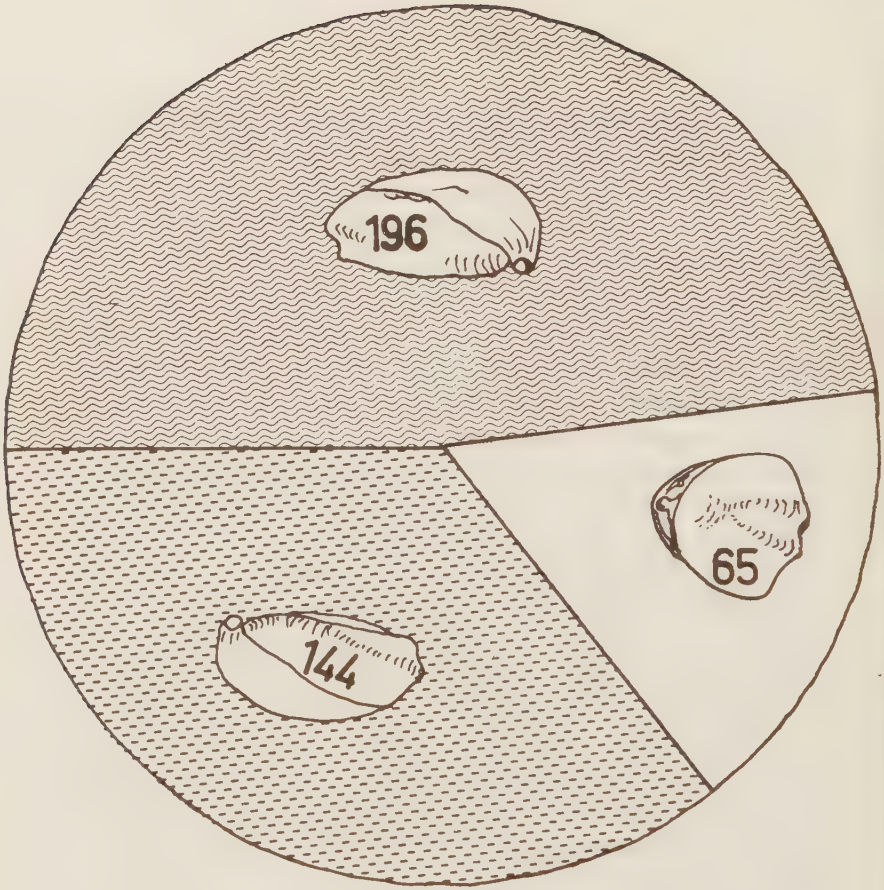


Abb. 8a

Einbettung von Terebratula subsella LEYMERIE

Aus einem Ausbiß von 2 x 0,60 m der Bank 47 (Prof.25) wurde die Einbettung der Terebrateln (massenhaftes Auftreten) registriert und gezählt. Das Zahlenverhältnis läßt keine eindeutige Einbettungsstellung bzw. Orientierung erkennen. Jedoch scheint das Ruhen auf der flacheren Ventralseite stabiler zu sein (196 Exemplare).

der Schicht 32. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 3,80 m. Die Virgula-Bänke bilden den Abschluß des Mittleren Kimeridge und sind durch die Schichten 33, 34 und 35 vertreten.

Die Mächtigkeit des Mittleren Kimeridge im Süntel nimmt bis auf etwa 25 m ab.

Im Deister sind die Schichten des Mittleren Kimeridge in Profil 36, Schicht 12 und Profil 37, Schicht 13 und am Samkeweg in Profil 2, Schicht 14-19 aufgeschlossen. Zuunterst befinden sich nur die hellgrauen bis blaugrauen Kalke mit Mergelzwischenlagen, die die Stollenbank repräsentieren. Auffallend sind die wiederholt auftretenden Ooide in diesen Schichten (MFT C_1-F_1).

Die Feinoolith-Region ist der einzige sicher verfolgbare Horizont bei den schlechten Aufschlußverhältnissen im Mittleren Kimeridge des Deister-Gebietes (Prof.37, Sch.1-3). Die Feinoolith-Region besteht hier aus hellgrauen, kompakten, feinoolithischen Kalken (MFT A_2); die fossilreichen Lagen enthalten insbesondere Trichites saussurei DESH. Die Mächtigkeit der Feinoolith-Region beträgt im Deister ca. 7 m.

Am Samkeweg (Prof.2,Sch.14-19, Abb.8) trifft man auf stark reduzierte Mächtigkeiten des Mittleren Kimeridge. Die Grenze zum Unteren Kimeridge konnte wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht ermittelt werden. Die Schicht 15 dürfte eine Vertretung der Knollenbank darstellen. Die Schicht 16, mit dem Lebensoptimum der Terebratula subsella LEYMERIE, ähnelt der "Knollenbank" KLÜPFELs (1931). Die Schicht 17, aus feinoolithischen Kalken bestehend, rechne ich zur "Feinoolith-Region", die hier nur 4 m mächtig ist. Die Schichten 18 und 19, wie sie auch von STRUCKMANN (1878b,S.77, Sch.3c; 1880a,S.63,Sch.5) beschrieben wurden, sind dichte bis weiche Mergelkalke, die sehr reich an Exogyra vir-

gula (DEFR.) sind und wohl zu den Virgula-Bänken gehören. Erwähnenswert ist hier das Vorkommen von Ooiden über und unter der Feinoolith-Region. Die Mächtigkeit des Mittleren Kimeridge schrumpft am Samkeweg auf etwa 15 m zusammen.

Am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.20,Sch.12-24, Abb.8) beginnt der Mittlere Kimeridge mit einer 0,40 m mächtigen grauen Mergelkalk-Schicht, die von Knollen und Geröllen aus feinem dichtem Kalk gekennzeichnet ist (MFT C_1). Die Knollen werden bis zu 12 cm lang und haben einen Ø bis zu 3 cm. Die Knollen bzw. die Gerölle bestehen z.T. aus sehr feinoolithischem Kalk. Die ganze Bankausbildung kehrt noch ausgeprägter an der Basis der Schicht 14 wieder. Die untersten 15 cm bestehen aus diesem konglomerat-ähnlichen Aufbau und gehen abrupt in oolithisch-detritische Kalke über (MFT A_1). Dieselbe gleichmäßig-oolithische Ausbildung wird auch in den Schichten 13 und 14 beibehalten. Die Folge der Schichten 15-16 betrachte ich als Vertretung der Stollenbank.

Die mürben, blaugrauen, oolithisch-detritischen Mergel mit braunen Tonlagen der Schicht 15 enthalten folgende Fossilien, die meist als Steinkerne vorliegen:

Pholadomya multicostata ROEMER
Natica abbreviata ROEMER
Pholadomya paucicostata ROEMER
Pronoe nuculaeformis ROEMER
Cardium eduliformis ROEMER
Trigonia sp.
Mactromya sp.
Natica cf. globosa ROEMER
Terebratula subsella LEYMERIE

sowie die Mikrofauna:

Amphicythere plena G.SCHMIDT
Limnocythere inflata STEGHAUS
Macrodentina ex.gr.steghausi

Schuleridia triebeli (STEGHAUS)
Macrodentina (Polydentina) wicheri STEGHAUS.

Von letzterer wurden zahlreiche Exemplare gefunden, zusammen mit der anderen korrodierten Mikrofauna, die für den Mittleren Kimeridge spricht. An der Basis und in den liegenden 2 m ist die Schicht voll von U-Bauten (bis zu 2 cm Ø) und bis zu 20 cm Abstand zwischen den Armen. Diese Schicht spricht für eine Flachwasserfazies. Die Schichten 16-22 bestehen aus feinoolithischen Kalken, die ungleichmäßig ausgebildet sind und eine Mächtigkeit von 2,90 m erreichen (MFT A_1). Die Basis dieser Folge enthält eine ca. 0,25 m dicke Geröllage, die eine welli-ge, mit einer Tonlage bedeckte Schichtoberfläche auf-weist (Sch.16). Die Schicht 17, die aus oolithisch-de-tritischem Kalk besteht (MFT A_1) nimmt im Bereich des Steinbruchs nach NW hin an Mächtigkeit ab. Sie enthält verkohlte Holzreste. Die Schichten 20-22 bestehen aus feinoolithischen Kalken (MFT A_1), die feinzerbrochene Schalentrümmer aufweisen und an der Unterseite der Schicht 21 U-Bauten zeigen. Auf der Schichtoberseite konnten Lebensspuren beobachtet werden (Arthropoden-Fährten). Diese Schichtenfolge gehört in die Feinoolith-Region. Die darauffolgenden Schichten (23-24) sind den Virgula-Bänken zuzurechnen. Die Schicht 23 besteht aus einer 1 m dicken ockerbraunen Mergelbank, deren Unter-seite wülstige (positive), sich überschneidende Lebens-spuren aufweist. Ferner findet man Steinkerne von:

Ostreen und kleinen Schnecken, Trigonien,
Rhynchonella pinguis ROEMER
Modolia sp.
Mytilus sp.
Terebratula subsella LEYMERIE
Terebratula bicanaliculata ZIETEN
pecten concentricus DUNKER & KOCH
Isognomon cf. rugosa (GOLDFUSS)

Darauf folgt eine 0,60 m dicke Schillkalk-Bank (MFT A_1), die sehr hart ist und als Leithorizont zur Abgrenzung des Mittleren Kimeridge gegen den Oberen Kimeridge diente. Bei der Betrachtung der Konglomerat- und Geröllagen an der Basis des Mittleren Kimeridge sowie an der Basis der Schicht 16 und des Auskeilens der Schicht 17 muß man annehmen, daß hier Omissionen entstanden sind, die die geringe Mächtigkeit (ca. 12 m) des Mittleren Kimeridge am Duinger Berg erklären helfen.

II.3.3.3. Oberer Kimeridge

Der Obere Kimeridge fehlt in Teilen des Untersuchungsgebietes (Deister und östlicher Osterwald) unter der Transgressionsfläche der Gigas-Schichten. Im Kleinen Deister sind es die schlechten Aufschlußverhältnisse, die ein vollständiges Profil im Oberen Kimeridge nicht gewinnen lassen. Nur am Duinger Berg konnte ein solches Profil ausgewertet werden.

Im Deister beschreibt GRUPE (1927 C, S.21) einen Aufschluß am Südwesthang des Ebersberges zwischen Bergesgrund und Wolfstal. Es ist eine Wechselfolge von Mergeln und mürben Kalken mit dünnen Kalkbänkchen. Die von GRUPE auf 50 m geschätzte Mächtigkeit des Oberen Kimeridge dürfte zu hoch sein und ist wohl auf die Festsetzung der Grenze Mittlerer/Oberer Kimeridge bei GRUPE an der Basis der Virgula-Bänke zurückzuführen. Ferner sind die vielen Störungen in diesem Gebiet als Verfälschungsfaktor bei der Mächtigkeitsschätzung zu betrachten. Die Lage dieses Profils im Beckenbereich erlaubt eine Schätzung der Mächtigkeit auf ca. 35 m.

Im Kleinen Deister, westlich der Wolfsköpfe (Prof.33, Sch.25-27), sind es weiche Mergel mit Einlagerungen von

grauen, dichten und splittrigen Kalken, die stellenweise oolithisch sind und den Oberen Kimeridge bilden. Die Mächtigkeit beträgt ca. 9,40 m.

Im Osterwald an der Gr.Rothehengst-Straße wurde von DAHLGRÜN (1923, S.738) ein Profil aufgenommen. Dieses Profil konnte ich nur teilweise wieder aufnehmen (Prof.30, Sch.38-41). Es sind graue Töne, die den Hauptteil des Oberen Kimeridge bilden. Dichte, splittrige Kalke sowie gelbliche, mürbe Kalke sind eingelagert. Die Mächtigkeit beträgt hier ca. 10 m.

Im östlichen Deister (Völkser-Schwelle) und im östlichen Osterwald ist der Obere Kimeridge der Gigas-Transgression zum Opfer gefallen.

Am Thüster Berg ist der Obere Kimeridge durch einen Bergrutsch im Genossenschaftswald teilweise aufgeschlossen. Es sind mürbe, knollige Kalke und Mergel mit bröckeligen Tonen. Eine feste Kalkbank, die in dünne unebene Platten zerfällt, schließt den Oberen Kimeridge hier ab. Eine Mikroprobe aus den unteren Mergeln (R 35 43 220; H 57 68 900) enthielt folgende Mikrofauna:

Macrodentina (Macrodentina) perforata KLINGLER (1955)
Cytheropteron C. bispinosum bispinosum SCHMIDT (1954)
Macrodentina (Polydentina) ornata STEGHAUS (1951)

Diese Fauna spricht für den tieferen Ober-Kimeridge Sensu KLINGLER (1955).

Am Duinger Berg ist der Ober-Kimeridge profilmäßig nicht aufgeschlossen. Aus Lesesteinen ist eine knollige Kalk- und Mergelfolge ersichtlich, die wiederum mit einer etwa 5 m mächtigen Kalkbank abgeschlossen wird. Die Mächtigkeit des Ober-Kimeridge am Duinger Berg beträgt etwa 30 m.

III. Die paläogeographische Entwicklung

III.1. Überblick

Im Raum zwischen der rheinischen Masse im Westen und dem etwa herzynisch streichenden Harz im Ost-Südosten lagen im Malm nach RAECKE (1933) mehrere Senkungszonen. Eine davon, die Hils-Lauenauer-Senke, durchstreicht das Untersuchungsgebiet. Dieses umfaßt den nördlichen Teil der Hils-Mulde im Süden und das Gebiet zwischen der "Rheinischen Masse"-Pyrmonter Landvorsprung (Solling-Schwelle) im Westen und der Hildesheimer Halbinsel des Harzes im Osten. Die Küstenlinie läßt sich aufgrund der spärlichen Aufschlüsse nicht genauer lokalisieren, wohl aber drückt sich der Einfluß des "Pyrmonter Landvorsprungs" und der Hildesheimer Halbinsel in der Mächtigkeits- und Fazies-Verteilung aus. Im NE wird die Hils-Lauenauer-Senke von Schwellenregionen sichelförmig umrandet. Die Hauptstrukturen im Untersuchungsgebiet verlaufen in rheinischer und herzynischer Richtung. In rheinischer Richtung streichen von Osten nach Westen die Völkser-Schwelle, Osterwald-Schwelle, die Lehmbrink-Schwelle und die Süntel-Schwelle herzynisch das Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel, die Deister-Schwelle, die Hils-Lauenauer-Senke und das Randgebiet des Pyrmonter Landvorsprungs. Östlich des Untersuchungsgebietes liegt der Gifhorner Trog (SCHOTT 1949, SEITZ 1950), im Westen ab Oxford der rheinisch streichende Weser-Trog, beide durch eisenoolithische Ablagerungen des Korallenooliths gekennzeichnet.

Im Zuge der jungkimmerischen Tektogenese entstand im Kimeridge und Portland, nordwestlich des Untersuchungsgebietes, das Niedersächsische Becken mit flach herzy-

nischer Erstreckung und starker Schwellengliederung (BRAND/HOFFMANN 1963). Aber auch die rheinische Richtung bleibt im Portland im Gifhorner-Trog nordöstlich des Untersuchungsgebietes erhalten.

DAHLGRÜN (1923) hat die tektonische Geschichte des Malms in drei größere Abschnitte gegliedert. Die Grenzen dieser Abschnitte bilden die jungkimmerischen Gebirgsbildungsphasen STILLEs: Die Deister-Phase zwischen Kimeridge und Gigas-Schichten, die Osterwald-Phase zwischen Münder Mergel und Serpulit. Später fügte DAHLGRÜN zwischen den Heersumer Schichten und dem Korallenoolith die weniger bedeutende Harzburger-Phase hinzu, genannt nach der Grube Hansa bei Harzburg. Danach ergibt sich folgende Gliederung:

Abschnitt III	Serpulit
	========== Osterwald-Phase
	Münder Mergel
Abschnitt II	Einbeckhäuser Plattenkalke
	Gigas-Schichten
	========== Deister-Phase
	Kimeridge
Abschnitt I	Korallenoolith
	========== Harzburger-Phase
	Heersumer Schichten

III.2. Paläogeographische Entwicklung des Untersuchungsgebietes zur Oxford-Kimeridgezeit

III.2.1. Entwicklung bis zur Gigas-Transgression

In der Zeit der Heersumer Schichten wurde im Untersuchungsgebiet Ton und Sand abgelagert. Damit setzt sich

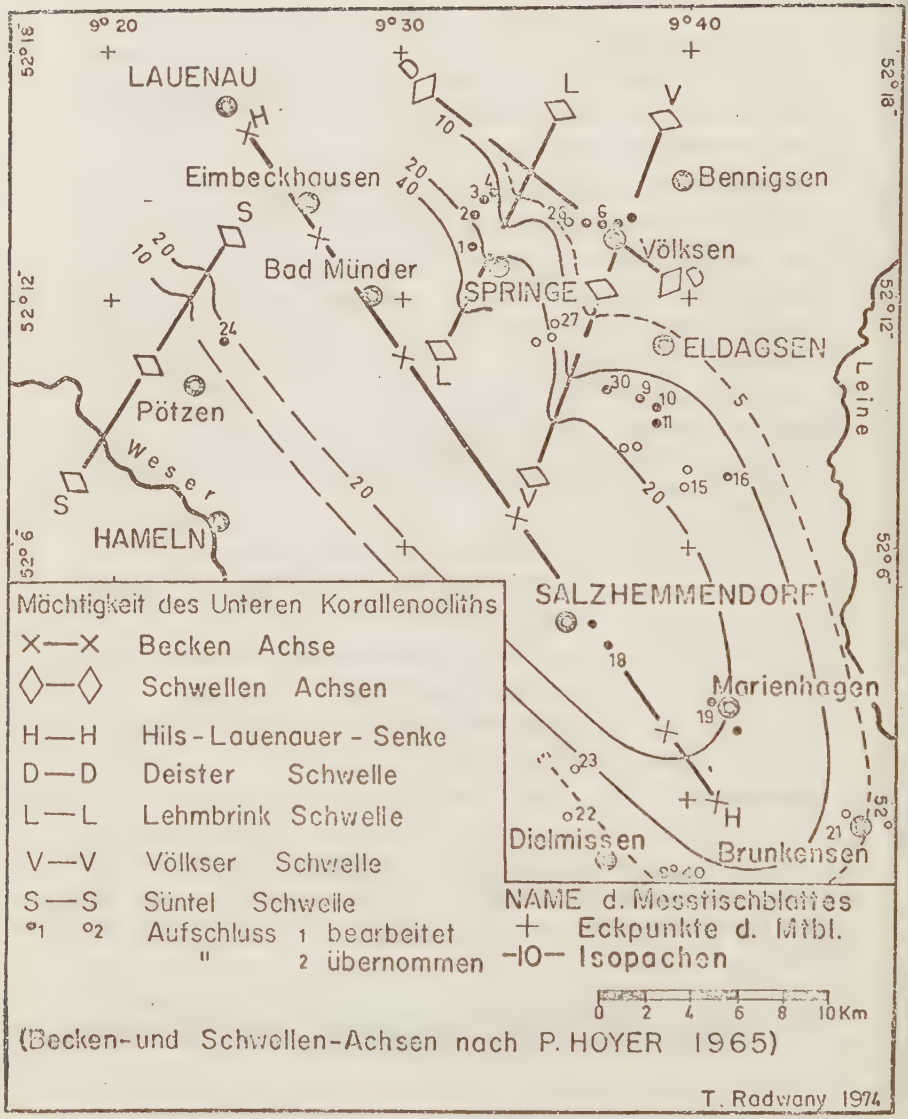


Abb. 9

Isopachenkarte des Untersuchungsgebietes für den Unteren Korallenoolith

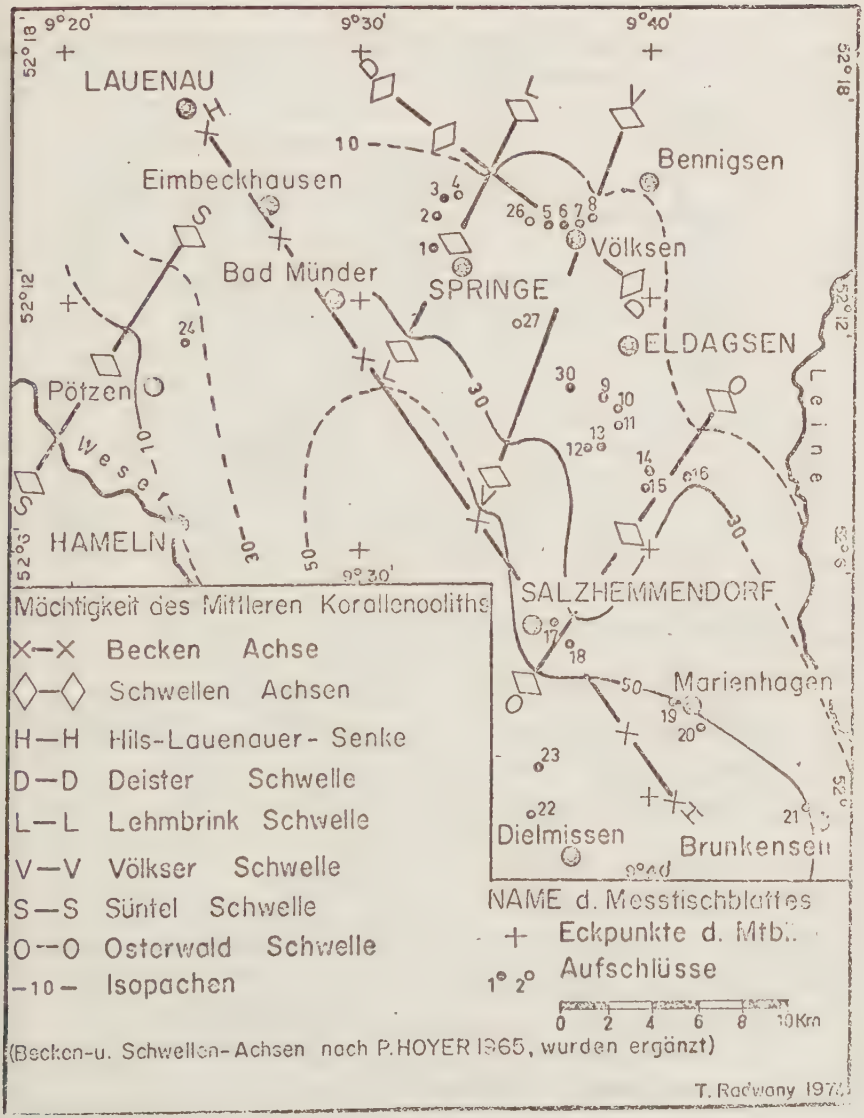


Abb. 10

Isopachenkarte des Untersuchungsgebietes für den Mittleren Korallenoolith

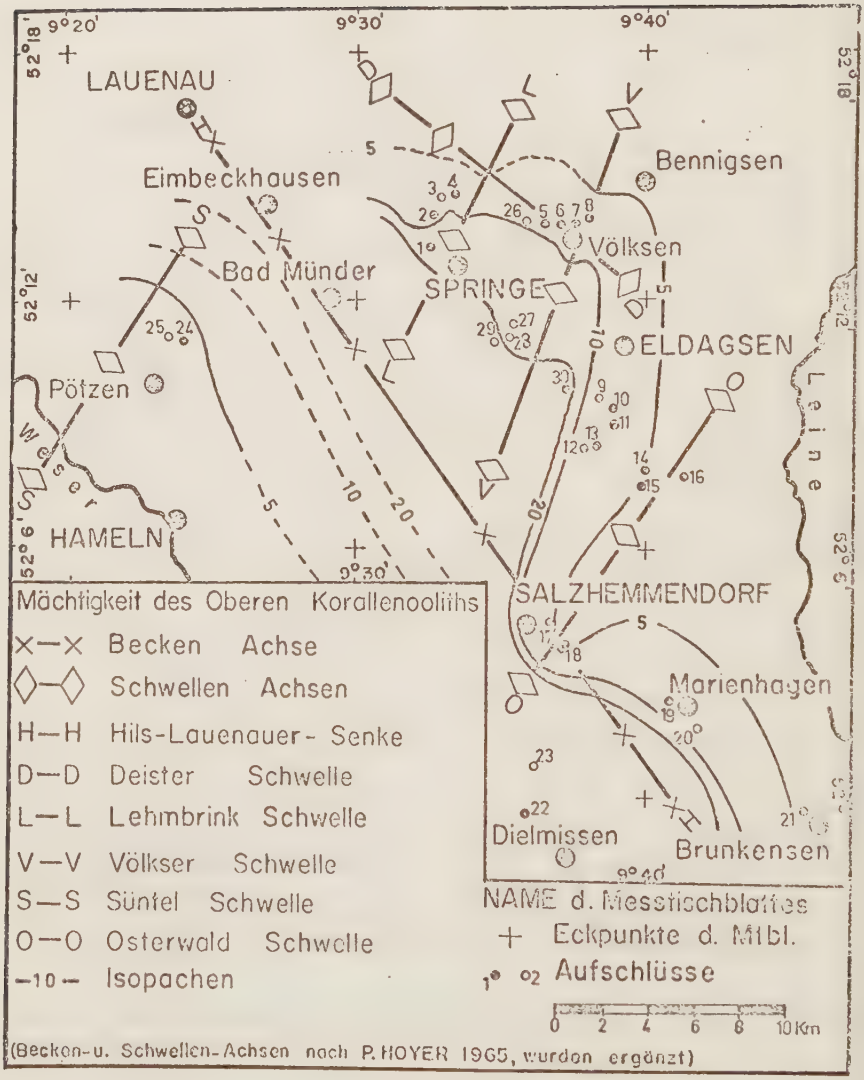


Abb. 11

Isopachenkarte des Untersuchungsgebietes für den Oberen Korallenoolith

die tonige Sedimentation des Doggers mit einer zusätzlichen und ständig zunehmenden Sandkomponente praktisch weiter fort. Die Sandschüttung, die ihren Höhepunkt etwa in der Mitte der Heersumer Zeit erreicht, kommt vor allem von zwei Liefergebieten: im Hilsgebiet vom Harz, wobei die Sande aber nicht weit nach Norden reichen, denn schon bei Marienhagen treten die sandigen Komponenten der Heersumer Schichten stark zurück. Aber auch im Westen muß ein Festland als Sand-Liefergebiet angenommen werden, da die Sandführung nach Osten sehr stark abklingt, so daß im östlichen Osterwald nur tonige Sedimente zu finden sind. Nach SIEGFRIED (1953) ist die Feinsandführung der Heersumer Schichten im Hildesheimer Jurazug (30 km östlich vom Osterwald) nur noch äußerst gering. Die Hildesheimer Halbinsel wirkt nach HOYER (1965) zu dieser Zeit nicht mehr als Sandlieferant.

Die in den Oberen Heersumer Schichten mehrfach beobachteten schwärzlichen Tonbestege und Schlieren dürfen als Zeichen für zunehmende Sedimentationsunterbrechungen im Gefolge der Harzburger Phase angesehen werden. Die Mächtigkeitsschwankungen der Heersumer Schichten scheinen denen des Hangenden Korallenooliths zu ähneln. Sie bewegen sich zwischen 15 und 30 m.

III.2.2. In der Korallenoolithzeit

Zwischen Heersumer Schichten und Korallenoolith lassen sich deutliche Bodenbewegungen erkennen, besonders deutlich in einer Omissionsfläche im Kleinen Deister. Hier beginnt der Korallenoolith mit einer Knollenkalk-Schicht, wobei offenbar ein Teil der Oberen Heersumer Schichten ausgefallen ist. Diese Omission scheint mit

der Deister- und Lehmbrink-Schwelle in Verbindung zu stehen, da sie zur Hils-Lauenauer-Senke hin schon nicht mehr zu beobachten ist.

Eine engräumige Hebung der erwähnten Schwellenregion muß zu dieser Zeit stattgefunden haben, denn ganz allgemein hört die Sand- und Tonzufuhr auf. Die seit Beginn der Heersumer Schichten einsetzende Kalksedimentation gewinnt dadurch mehr Einfluß und dominiert im Korallenoolith. Nach HOYER (1965) haben die aufsteigenden submarinen Schwellen den Weitertransport des Sandes nach Osten aufgehalten.

Die Ausbildung der Gesteine des Korallenooliths läßt die Vermutung zu, daß zur Korallenoolithzeit wohl ähnliche Temperaturen geherrscht haben, wie heute auf der Great Bahama Bank. Ferner mußte eine starke Wasserbewegung bei im allgemeinen flachmeerischen bis lagunären Verhältnissen (Ooid- und Trümmerkalkbildung, sowie häufige Wiederaufarbeitung) geherrscht haben.

III.2.2.1. Untere Korallenbank

Die Mächtigkeiten des Korallenooliths schwanken zwischen 20 und 80 m (Abb.2, 3 und 4). Sie sind am größten in der Hils-Lauenauer-Senke und nehmen in den rheinischen Schwellenregionen (Osterwald-Schwelle, Völkser-Schwelle und Lehmbrink-Schwelle) sowie an der Deister-Schwelle und im Randgebiet des Pyrmonter Landvorsprungs deutlich ab. Die Sedimente der Schwellenregionen sind ferner durch charakteristische Fazies-Merkmale ausgezeichnet. So siedelten auf den Schwellen Korallen (untere Korallenbank im Unteren Korallenoolith). Besonders ausgeprägt ist die Untere Korallenbank im Kreuzungsgebiet der Deister-

Schwelle mit der Lehmbrink-Schwelle, wie sie sich im Profil 4 zeigt. Auch am Rande der Hildesheimer Halbinsel wurde eine Untere Korallenbank im Bereich der Völkser-Schwelle bei Völksen (Prof.26) und im östlichen Osterwald abgelagert. Hier ist sie jedoch weniger mächtig (bei Völksen nur 2,50 m).

Die Untere Korallenbank geht zu den Schwellenrändern hin in die Fazies der Basis-Austernbänke über, die die Korallenbank-Ablagerungen umsäumen. Die Basis-Austernbänke enthalten meistens Schalenbruchstücke von Ostreen bzw. Pectiniden. Der Schalenreichtum sowie die Zahl der einzelnen Fossilbänke nehmen zur Hils-Lauenauer-Senke hin ständig ab. Dies läßt sich im Deister sehr gut an den Profilen 4, 3, 2 und 1 beobachten, ferner am Osterwald (Prof.15), an der Osterwald-Schwelle und ihrem Ausläufer bei Salzhemmendorf (Prof.18), wobei hier Pectiniden anstatt Ostreen vorzufinden sind.

Als weiterer Saum zur Hils-Lauenauer-Senke hin sind die Hornsteinbildungen zu beobachten. Manche ihrer Formen erinnern an Kieselschwämme. Mikroskopisch lassen sich auch Schwammrhaxen erkennen (siehe auch GRAMANN 1963). Diese Hornsteinlagen setzen aber schon in den Oberen Heersumer Schichten ein, also gleichzeitig mit der Abnahme der klastischen Sedimentation. Die Abnahme der Wassertrübung verbesserte hier die Lebensbedingungen für das sessile Benthos.

Weiter zur Hils-Lauenauer-Senke hin gehen die oben erwähnten Basis-Austernbänke und ihre Äquivalente allmählich in dunkle Kalzilutite bis braune fossilführende Kalkarenite über (Prof.27 im Kleinen Deister sowie Prof.30 am Mühlenbrink).

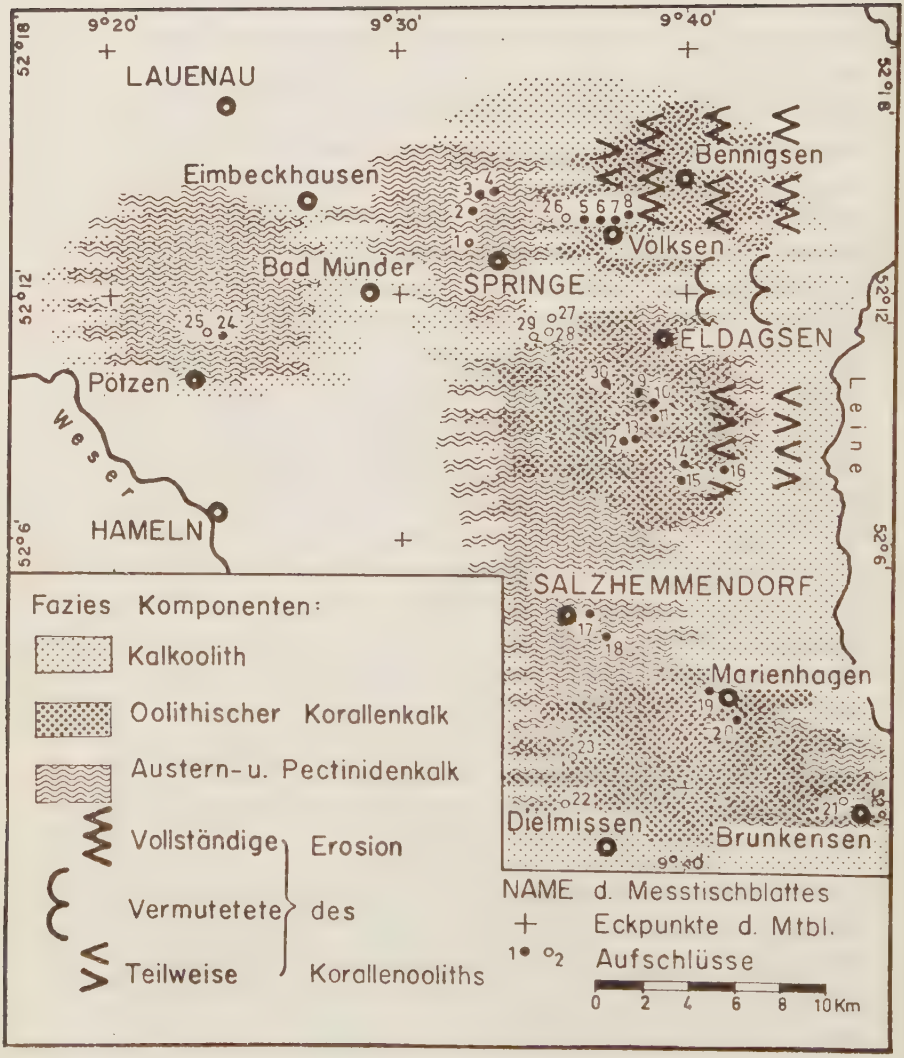


Abb. 12

Fazieskarte des Unteren Korallenooliths im Untersuchungsgebiet

III.2.2.2. Oolithregion I

Mit dem Einsetzen der Oolithregion I scheinen erst die idealen Bedingungen für die Ooidbildung entstanden zu sein. Eine zunehmende Wasserbewegung scheint den allgemeinen Reichtum an Schalen- und Kalkdetritus im Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel hervorgerufen zu haben. Das Gebiet der Osterwald-Schwelle und insbesondere des nördlichen Hils bei Marienhagen (Prof.19) sind gute Beispiele dafür. Hier und zu Beginn des Mittleren Korallenooliths ist ein Feinkonglomerat abgelagert, das eine Fortsetzung der Hebungen der Harzburger Phase demonstriert. Diese Bewegungen machen sich im ganzen Unteren Korallenoolith durch Omissionen bemerkbar, die sich aber nicht im einzelnen verfolgen und parallelisieren lassen. Die Profile 1 bis 4 zeigen deutlich, wie einzelne Schichtglieder des Unteren Korallenooliths ausfallen. Z.B. liegt die Nerineenbank I (Mittlerer Korallenoolith) direkt auf der Unteren Korallenbank (Unterer Korallenoolith, Prof.4). Dieser Fall tritt auch in Profil 19 ein. Ein weiteres Indiz für diese Bewegungen scheint der starke Mächtigkeitswechsel im Unteren Korallenoolith zu sein. Die Lehmbrink-Schwelle gibt hier ein gutes Beispiel für mehr oder weniger kontinuierliche Hebungen ab.

III.2.2.3. Die Nerineenbank I

Im Mittleren Korallenoolith wurde die Nerineenbank I am Duinger Berg bei Marienhagen (Prof.19) und in den Randgebieten der Deister-Schwelle und des Pyrmonter Landvorsprungs (Süntel) abgelagert. Zur Hils-Lauenauer-Senke hin verschwindet sie. Am Thüster Berg tritt an

ihre Stelle eine fossildetritusreiche Feinkonglomerat-Bank. Im Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel gibt HOYER (1965) eine Mittlere Korallenbank als mögliches Äquivalent der Nerineenbank I an.

Im Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel (östlicher Osterwald) liegt aber auch die größte Mächtigkeit der Oberen Korallenbank mit ca. 12 m (Prof.9). Am Duinger Berg bei Marienhagen ist die Obere Korallenbank durch eine Florigemma-Bank vertreten. Obwohl hier Korallen fehlen, treten viele Stacheln von Cidaris florigemma PHILLIPS und Rhynchonella pinguis in der groboolithischen Trümmerkalkbank auf.

Ähnliche Verhältnisse finden sich auch an der Deister-Schwelle, hier zusammen mit Korallenbruchstücken. Auch im Randgebiet des Pyrmonter Landvorsprungs (Süntel) sind florigemma-Kalke zu finden. Die Völkser-Schwelle hingegen scheint wieder bessere Bedingungen für Korallen-Ansiedlungen gehabt zu haben, da dort die Obere Korallenbank besser ausgebildet ist.

Wie die Untere Korallenbank, so wird auch die Obere Korallenbank von einer Faunengemeinschaft umsäumt, in diesem Falle einem "Echiniden-Biostrom". Im Becken wurden dagegen fossilreiche bis fossilleere Calcilutite sowie oolithische Kalke abgelagert (Kleiner Deister, Mühlenbrink und Thüster Berg). Die Obere Korallenbank endet mit einem sogenannten Dachkonglomerat im Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel. Dieses Dachkonglomerat sieht HOYER (1965) als die höchste Schwellenlage an, da sie sich am östlichen Osterwald und am östlichen Deister im Liegenden des Völkser Konglomerats befindet. Demnach war es zur Zeit der Oberen Korallenbank im Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel zu einer starken Hebung des Meeresbodens gekommen, so daß auch kein Korallenwachstum mehr möglich war, aber Echiniden und Muscheln massenhaft weiterlebten.

HOYER (1965) zieht eine Wattenablagerung in Erwägung.

Eine stärkere Senkung im Beckenbereich, die schneller war als die Sedimentation mit gleichzeitigem intensiven Korallenwachstum, prägte die Ablagerungen des Mittleren Korallenooliths und sorgte für den Ausgleich der Mächtigkeiten auf den Schwellen und im Beckenbereich. Besonders markant traten außerdem Omissionen mit Konglomeraten hervor und griffen weit ins Becken hinein: Profil 1 am Deister, Profil 30 am Mühlenbrink und Profil 19 am Duinger Berg. Dies zeigt, daß die Wassertiefen auch zum Becken hin gering waren(lagunäres Becken).

Starke Mächtigkeitsunterschiede treten wieder im Oberen Korallenoolith auf. Es kam auf den Schwellen nur zu sehr geringer Sedimentation. Dafür sprechen die Hartgründe am Duinger und Thüster Berg (Profil 19 und 18) und die anschließende Begünstigung der Bildung des "Biostroms"-Humeralis-Horizonts. Im Beckenbereich dagegen schwollen die Humeralis-Schichten bis auf 30 m an (Mühlenbrink, Prof.30). Die Hebung wurde fortgesetzt und zeigte sich in Omissionen und Aufarbeitungshorizonten auch im Beckenbereich (Mühlenbrink, Prof.30) an.

III.2.3. Kimeridgezeit

Zur Zeit des Kimeridge wurden vorwiegend dichte Kalke und Mergel abgelagert. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 m auf den Schwellen und etwa 100 m in der Hils-Lauenauer-Senke.

Die Schwellenregionen machen sich im Kimeridge als Ooid-Lieferanten bemerkbar. Die bedeutendste Ooidbildung ist die Feinoolith-Region im Mittleren Kimeridge, die bis zu 10 m mächtig wird (siehe Mittlerer Kimeridge).

Sie wurde im Randgebiet des Pyrmonter Landvorsprungs (Süntel), auf der Deister-Schwelle (auch im Kleinen Deister) und am Duinger Berg gefunden. Im östlichen Osterwald auf die Hildesheimer Halbinsel zu werden die Ooide etwas gröber und gehen in Richtung des Becken-Innern zur Hils-Lauenauer-Senke hin in dichte Kalke und Mergel über (Marienhagen, Prof.20).

III.2.3.1. Unterer Kimeridge

Im Unteren Kimeridge setzen sich die Bewegungen des Meeresgrundes fort und verursachen mehrere Omissionen und Konglomeratbildungen wie am Duinger Berg, im Süntel und im Kleinen Deister. Es kommt dabei zu Aufarbeitungen und Abtragungen von schon abgelagerten Sedimenten wie es im Kleinen Deister der Fall ist (Prof.33, Sch.6-7 und Prof.35, Sch.11-13), wo die Konglomeratkalkbank auf dem Dach der Humeralis-Schichten lagert. Dabei fehlen der Mergelkalk und der Untere Grenzsandstein des Unteren Kimeridge. Außer den Meeresbodenbewegungen scheinen Bewegungen des Festlandes die beiden Grenzsandsteinfolgen (Unterer- und Oberer Grenzsandstein) weit hinein ins Niedersächsische Becken zu schütten. Besonders der Untere Grenzsandstein macht sich im Untersuchungsgebiet des Süntels, Deisters und des Kleinen Deisters bemerkbar. Dagegen ist am Duinger Berg kein Unterer Grenzsandstein gebildet worden. Die Mächtigkeit des Unteren Grenzsandsteins nimmt von Westen nach Osten in Richtung auf die Hils-Lauenauer-Senke hin ab. Der Obere Grenzsandstein klingt nach KLÜPFEL (1931, S.142) bereits westlich des Untersuchungsgebietes am westlichen Rande des Süntels ab.

Auf den Schwellen und an den Schwellenrändern im Süntel, Deister, Klein-Deister, Osterwald und Thüster- und

Duinger-Berg ist er nicht vorhanden. Daraus kann man ersehen, was das Osterwaldgebiet betrifft, daß das Gebiet der Hildesheimer Halbinsel sich in dieser Stufe ruhig verhielt. Dagegen scheint das Gebiet des Pyrmonter Landvorsprungs (rheinisch-ardennische Insel) unruhig gewesen zu sein. Schon KLÜPFEL (1931) beschrieb die vielen Omissionsflächen im Süntel, die auf die oben genannte Unruhe des Pyrmonter Landvorsprungs hindeuten. Eine Schüttung des Unteren Grenzsandsteins konnte auch aus dem Süden kommen. Die Oszillationsrippeln und Kriechspuren an Schichtoberseiten im Süntel deuten auf ein sehr flaches Meer hin.

III.2.3.2. Mittlerer Kimeridge

Zur Zeit des Mittleren Kimeridge dürften im allgemeinen im Untersuchungsgebiet ruhigere Verhältnisse geherrscht haben, die durch weitgehendes Fehlen von Aufarbeitungserscheinungen und geringe Mächtigkeitsschwankungen zum Ausdruck kommen. Eine Ausnahme bildet das Gebiet des Duinger Berges (Prof.20, Sch.7 mit den U-Bauten und dem reichen Benthos). Die von G.SCHMIDT (1955, S.48-49) angenommene Transgression im Mittleren Kimeridge weiter Teile Nordwestdeutschlands brachte marine Verhältnisse, in denen aber das Meer weiterhin flach blieb (Ooidbildung und Brachiopodenreichtum).

III.2.3.2. Oberer Kimeridge

Im Oberen Kimeridge machen sich wieder stärkere Mächtigkeitsschwankungen bemerkbar, die auch stärkere Bodenbewegungen vermuten lassen. Im Untersuchungsgebiet mit den schlechten Aufschlußverhältnissen lassen sie

sich aber nicht nachweisen, da im Schwellenbereich der Obere Kimeridge überall von der Gigas-Transgression erodiert wurde.

Diese Bodenbewegungen müssen jedoch gegen Ende der Ober-Kimeridge-Zeit ihren Höhepunkt erreicht haben, die die erwähnte Transgression anzeigt. Die von DAHLGRÜN (1923) als Deister-Phase bezeichneten Bewegungen drücken sich meist nur als Hebungen in den schon vorher vorhandenen Schwellengebieten aus. Eine relative Senkung im Bereich der Hils-Lauenauer-Senke erhält eine vollständige Schichtenfolge. Der Obere Kimeridge wurde im Bereich der Deister-Schwelle, im Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel (Östlicher Osterwald) und wahrscheinlich im Randgebiet des Pyrmonter Landvorsprungs (Süntel) erodiert , jedoch nicht in der Hils-Lauenauer-Senke (siehe Oberer Kimeridge am Duinger Berg).

Die Mächtigkeit der abgetragenen Schichten war sicherlich nicht groß und dürfte nicht mehr als 10 m betragen haben. Die weichere, tonig-mergelige Ausbildung des Oberen Kimeridge mag die Forträumung begünstigt haben. Es ist oft zu beobachten, daß die Abtragung nur bis zum Dach der festen Kalke des Mittleren Kimeridge hinuntergreift. Es sind auch nicht überall dort, wo Oberer Kimeridge abgetragen wurde, Konglomerate an der Basis der Gigas-Schichten entstanden. HOYER (1965) nimmt an, daß in dem verflachten Meer der Schwellengebiete die sowieso nur geringmächtigen und wenig verfestigten tonigen Sedimente des Oberen Kimeridge bald wieder fortgeräumt wurden. Für eine Anhebung der im Untersuchungsgebiet gelegenen Schwellenregionen bis zur Emersion liegen keine Beweise vor. Es mögen aber außerhalb des Untersuchungsgebietes an den extremen Schwellenbereichen größere oder kleinere Inseln entstanden sein.

IV. Ooide und Oolith

Ooide sind nach FLÜGEL & KIRCHMAYER (1962) "meist gerundete, verschieden geformte aus Kern und Schale zusammengesetzte Gefügekörner, die sich in ihrer Gestalt einer Kugelform beliebig nähern; die Schale zeigt im Schnitt eine ausgeprägte konzentrische Anordnung der Ringe". Diese Definition soll nur beschreibend verstanden werden und nicht auf den Bildungsmechanismus der Ooide eingehen, denn neben marinen Ooiden sind auch solche im terrestrischen Bereich (Höhlen-Perlen, KIRCHMAYER, 1963, 1964 und Bohnererzooide EICHLER , 1961) beobachtet worden. Ferner hat KNATZ (1965) künstliche Ooide beschrieben, die im Zuge der Kühlwasseraufbereitung in turbulentem Wasser von Enthärteranlagen entstehen.

IV.1. Die Entstehung der marinen Kalkooide

Die oben zitierte Beobachtung von KNATZ (1965) zeigt, daß Ooide in solchen Anlagen bei Wassertemperaturen von mindestens 10°C entstehen; außerdem sind P^H-Werte von 9.5-10.5 erforderlich. Die dabei entstehenden Ooide zeigen konzentrische und radiale Strukturen in der Ummantelung des Kerns. In die Schalen werden kristalline und amorphe Substanzen, z.T. auch amorphe Kieselsäure eingebaut.

Auch die marinen Kalkooide weisen konzentrische und radiale Strukturen auf.

NEWELL, PURDY & IMBRIE (1960) führen die Radialstruktur auf diagenetische Ursachen zurück und weisen dabei auf faserige Kristallfortsätze hin, die über die Ooide hinausragen.

USDOWSKY (1963) erklärt die Radialstrukturen der Ooide durch Keim-Auslese aufgrund der Wachstumsgeschwindigkeit. Dabei zeigt die Faser die Richtung der größten Kristallisationsgeschwindigkeit an, wohingegen tangentiale Strukturen dadurch entstehen, daß bei langsamer Ca CO3-Ausfällung und bei starker Turbulenz des Wassers die ursprünglich radial gerichteten Fasern mechanisch geknickt oder abgebrochen werden und sich dem Kern tangential anschmiegen. Die Entstehung der tangentialen (konzentrischen) Strukturen der Ooide läßt sich durch licht-mikroskopische Beobachtungen nicht entscheiden.

ROTHPLETZ (1892) führte die Bildung der Ooide auf Blau-Grünalgen zurück. Diese umhüllen das Ooid mit einer Membran, die Kalkkörperchen und abgestorbene Algen enthält. NOWELL, PURDY & IMBRIE (1960) haben zwar die Beteiligung von Algen an dem Aufbau von Ooiden auf den Bahamas nachweisen können, es zeigte sich aber, daß sie als Fremdkörper eingeschlossen waren und mit der eigentlichen Ooidbildung nichts zu tun hatten. Es darf aber nicht vergessen werden, daß Algen und andere Organismen durch ihren Stoffwechsel auch bei der Entstehung der für die Ooidbildung notwendigen physikochemischen Milieubedingungen eine Rolle spielen.

USDOWSKY (1963) schließt eine entscheidende Rolle der Algen bei der Entstehung von Ooiden, mit Ausnahme ihrer Funktion als CO_2 Verbraucher, aus. SEIBOLD (1962) stellt fest, daß in der Florida Bay, zum Teil durch Pflanzen beeinflußt, viele Kristallisationskeime auftreten, die zur anorganischen Kalkfällung führen. Kalkausfällung ist mehr in tropischen Flachmeergebieten zu erwarten, die stets an Kalklösungen übersättigt sind.

KRUMBEIN & SLOSS (1963) machen den Wellenschlag des Küstenbereichs im Bildungsmilieu der Ooide zur Voraussetzung ihrer Bildung. Die Ablagerung kann unmittelbar im Bildungsmilieu erfolgen; mechanischer Ooidtransport ist aber häufiger.

Das Wachsen der Ooide entsteht nach CAROZZI (1960) mehr durch tangentiale, schalenförmige Agglutination von Aragonitnadeln als durch direkte Ablagerung um den Ooidkern. Die Radialstruktur besteht aus sehr feinen Kalzitfasern, die entweder durch die ganze Ummantelung wachsen, was für eine diagenetische Entstehung spricht, oder sich auf bestimmte Umhüllungen des Ooids beschränken.

NEWELL, PURDY & IMBRIE (1960) fanden bei ihren Studien der Bahama Bank, daß sich Sedimente mit

90 - 100 % Ooiden in Wassertiefen von 0,1-2 m
50 - 90 % Ooiden in Wassertiefen von 2 -5 m
20 - 50 % Ooiden in Wassertiefen von 5 -18 m

bilden. Die Wassertiefe allein ist jedoch nicht maßgebend für die Bildung von Ooiden, denn es gibt weite Areale entsprechender Wassertiefe, aber ohne die erwartete Ooidbildung. Eine Temperaturerhöhung ist nötig, um die Ausfällung von $CaCO_3$ in der übersättigten Lösung zu erreichen. Ferner scheinen eine Abnahme des CO_2-Gehaltes und ansteigende Turbulenz notwendig zu sein für die Karbonatsfällung und ihre Kristallisation um die Ooidkerne.

CAROZZI (1960, S.242) hat die Zusammenhänge zwischen Klastizitätsenergie, Korngröße und Turbulenz (Agitation energy) veranschaulicht. Demnach ist eine optimale Ooidbildung zu erwarten, wenn eine Art Gleichgewicht herrscht zwischen der Klastizitätsenergie, die die als Ooidkerne dienenden Körner transportiert, (Strömung) und der Agitationsenergie, die diese Ker-

ne im entsprechenden Ooidbildungsmilieu in Schwebe hält.

IV.2. Ooide im Korallenoolith

Die im Anschnitt rund bis ellipsoid scheinenden Kalkooide scheinen im Durchschnitt bräunlich gefärbt. Die Ooidformen sind meistens von der Form ihrer Kerne vorgezeichnet. Die meisten Ooidkerne biogenen Ursprungs geben den Ooiden eine entsprechend längliche Form, die erst nach vielen Umhüllungen ausgeglichen wird, so daß der Ooid sich der Kugelform angleicht. Als Anlagezentren für die Bildung von Ooiden dienen teils abgerollte Fossilreste (Mollusken, Echinodermen-Stielglieder, Bryozoen und Foraminiferen), meistens aber Kalkdetritus.

Angesichts der Tatsache, daß Kalkgeröllchen und Fossildetritus meistens zusammen mit den ausgedehnten Oolithvorkommen abgelagert wurden, kommt man zu der Annahme, daß die Ooide in vielen Teilen des Untersuchungsgebietes (schwellenferne Regionen) eingeschwemmt sind. Dafür sprechen die große flächenhafte Verbreitung der Oolithe im Korallenoolith, die Kalkooide in fremder Grundmasse (z.B. Mergel), Schräg- und Kreuzschichtung in den Oolithen (z.B. in Prof.1, Sch.27; Prof.18, Sch.20) und Gradierungen in den Oolithen (Prof.18, Sch.20; Prof.19, Sch.36). Die Ooide sind meistens in eine kalkarenitische bis kalzilutitische Grundmasse eingebettet, die kryptokristalline bis spätige Strukturen aufweist.

Als anorganisches Kernmaterial tritt Quarz selten auf, dagegen aber kryptokristalline Kalkpartikel, Ooidbruchstücke und Oolithtrümmer, also vorwiegend

Aufarbeitungsprodukte von gleichaltrigen oder älteren Oolithen. Häufiger sind Ooide mit kryptokristallinem Kalkkern anzutreffen. Der Ooidmantel besteht aus einer Folge von konzentrischen Kalkumhüllungen, die sich nur durch geringe Farb- und/oder Kristallisationsunterschiede voneinander abheben. An Einschlüssen in den Ooidschalen fanden sich Foraminiferen, die auch als Kerne angetroffen wurden.

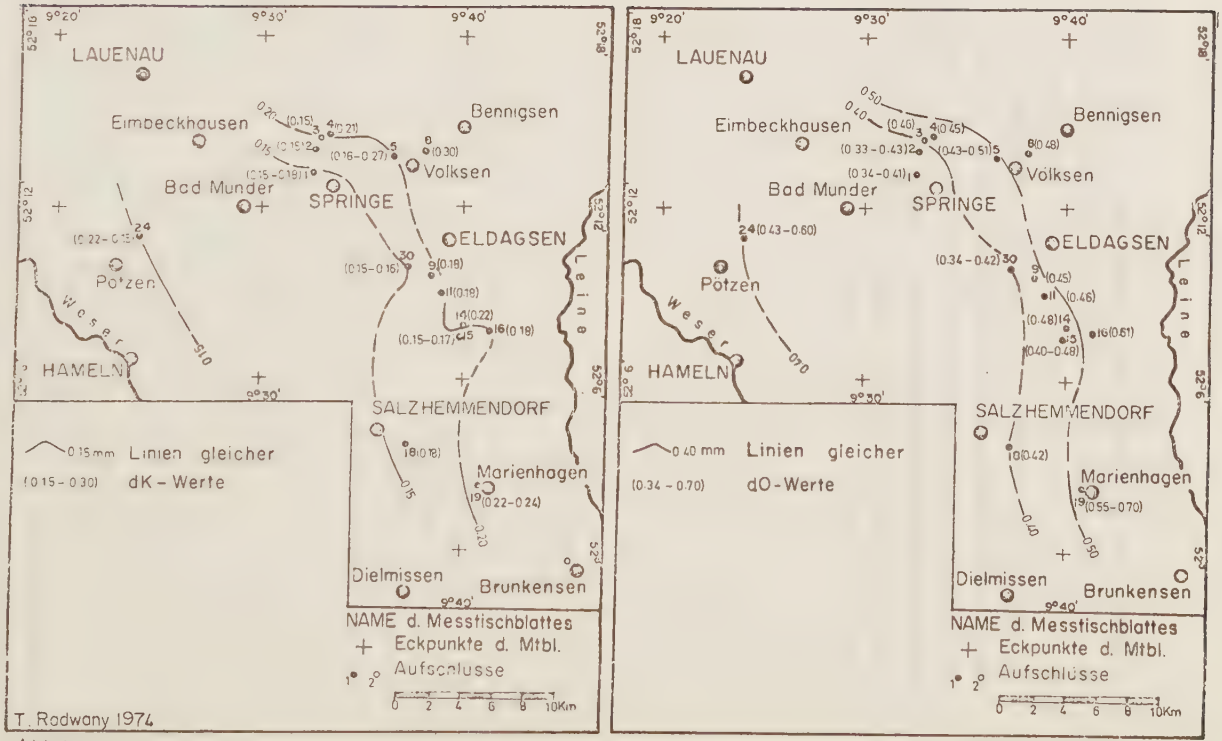
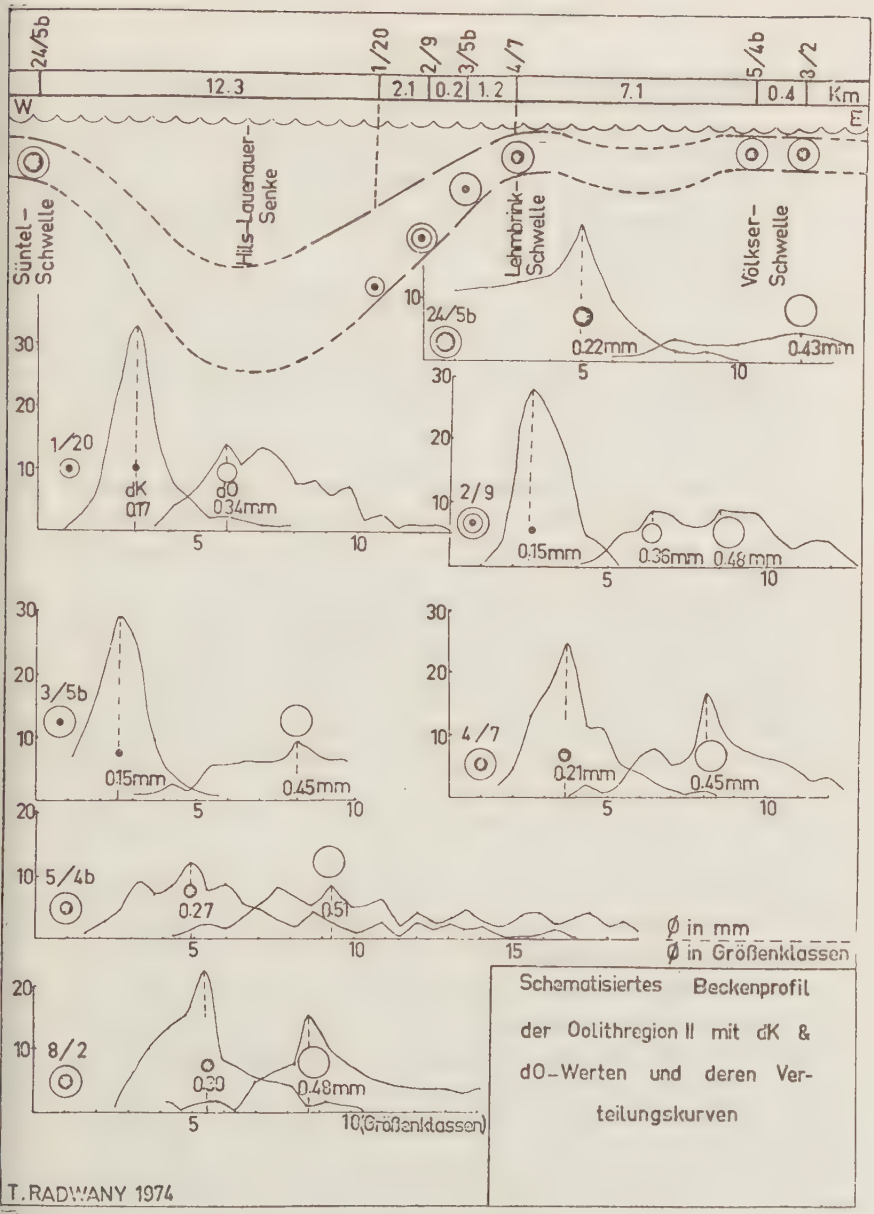

LAUENAU
Eimbeckhausen
Bennigsen
Bad Munder
SPRINGE
Volksen
ELDAGSEN
Pötzen
HAMELN
Weser
Leine
SALZHEMMENDORF
Marienhagen
Dielmissen
Brunkensen
9°20'
9°30'
9°40'
52°16'
52°12'
52°8'
0.15 mm Linien gleicher
(0.15 - 0.30) dK - Werte
0.40 mm Linien gleicher
(0.34 - 0.70) dO - Werte
NAME d. Messtischblattes
Eckpunkte d. Mtbl.
Aufschlüsse
0 2 4 6 8 10Km
T. Radwany 1974

Abb.13



Schematisiertes Beckenprofil der Oolithregion II mit dK & dO-Werten und deren Verteilungskurven

T. RADWANY 1974

Abb.14

V.1. Korngrößen-Analysen an Ooiden des Korallenooliths

Ein optisch beobachteter Größenunterschied der Ooide in den verschiedenen Teilen des Arbeitsgebietes war der Anlaß für eine Korngrößen-Analyse der Ooide der Oolithregion II im Mittleren Korallenoolith.

Mit dem Teilchengrößen-Analysator (ZEISS TGZ 3) wurden bei jeder Probe der Durchmesser der Ooidkerne (dK) und anschließend der Durchmesser dieser Ooide (dO) gemessen. Die Ergebnisse der Messungen wurden als Verteilungskurven eingetragen.

Die Errechnung der jeweiligen Durchmesser aus den Maxima der Verteilungskurven zeigte einen deutlichen Trend zu größerem dO in den Schwellenregionen, d.h. den durch Korallen, Cidaris-Stacheln und anderen Flachwasserfossilien gekennzeichneten Regionen. Demgegenüber weisen die Ooide des tieferen Bereichs eine merkliche Reduzierung des dO und meistens auch einen bedeutend kleineren Kerndurchmesser auf (s.Tabelle). Es ergaben sich aber einige Ausnahmen, die im einzelnen später besprochen und gedeutet werden.

V.1.1. Am Deister bei Springe bildet Profil 1 ein Paradebeispiel für die Charakterisierung der Ooide im Beckenbereich. Die Gesteine dieses Aufschlusses - meist Kalzilutite bis Kalkarenite mit verstreuten Ooiden - zeigten in den Bänken, die als Kalkoolith bezeichnet werden können, einen Ooidkern-Durchmesser (dK) von 0,15 bis 0,18 mm. Die Werte für dO schwankten zwischen 0,34 und 0,41 mm, lagen im Durchschnitt aber bei 0,38 mm.

Die Probe 1/14c zeigte überwiegend längliche bis stabförmige Ooidkerne. Die Ooide selbst sind aber gut gerundet, soweit sie nicht von einer nachträglichen Deformierung zusammengedrückt sind oder Auslösungserscheinungen aufweisen. Außerdem lassen sich infolge von Um-

kristallisation (Dolomitisierung) keine eindeutigen konzentrischen Schalen mehr erkennen. Zahlreiche Onkoide sind in Lagen oder verstreut zu beobachten. Es sind in erster Linie Reste von Mollusken- und Brachiopoden-Schalen, sowie Crinoiden-Bruchstücke, die mit Kalkumhüllungen versehen sind. Dasselbe gilt für die Proben 1/14e und 1/18c (letztere ohne Umkristallisation der Ooide), in denen die Ooide weniger dicht beieinander liegen, so daß keine gegenseitige Auslösung erfolgte. Außerdem liegt hier keine Dolomitisierung vor. Die Probe 1/20 hat mit dem Maximum der Verteilungskurve bei 0,34 mm dO die kleinsten Ooide. In der Verteilungskurve gibt es aber mehr Ooide mit größerem dO. Das Maximum ist wenig ausgeprägt, bleibt aber mit 0,40 mm im Rahmen der Beckenooide.

Die niedrige Zahl der durchgeführten Messungen mag die Ergebnisse beeinträchtigen und die mehrgipfeligen Verteilungskurven verursachen. Eine weitere Fehlerquelle liegt in der Tatsache, daß man bei mehr oder weniger kugeligen oder ellipsoidischen Ooiden im Anschliff nur selten äquatoriale Schnitte erhält. Dieser Fehler wurde dadurch reduziert, daß nur Ooide mit meßbarem Kern vermessen wurden.

Die Probe 1/22a zeigt verstreute Ooide, von denen sich nur wenige berühren. Außerdem ist ein höherer Rundungsgrad und eine klare konzentrische Schalenbildung kennzeichnend für diesen Oolith. Eine Umkristallisation der Grundmasse durch schwache Dolomitisation hatte auf die Ooide wenig Einfluß. Erwähnenswert ist, daß die Ooidkerne dieser Probe den kleinsten gemessenen Durchmesser (dK 0,15) aufweisen. Dabei ist ihr dO mit 0,41 mm der größte in diesem Aufschluß, bleibt aber im allgemeinen im Rahmen des Durchschnitts für das Gesamtbecken.

Deutung: Alle oben charakterisierten Proben aus Profil 1 haben im Durchschnitt einen dK von 0,17 mm und einen dO von 0,38 mm (s. Tabelle), d.h. in ihm kommen die kleinsten Ooide vor. Es kann angenommen werden, daß die Ooide hier vorsortiert abgelagert wurden. Die Sortierung fand während des Transports der Ooide von ihrem Bildungsgebiet am Rande der Deister-Schwelle ins Becken hinein statt, wobei nur die oben erwähnte Größe dorthin gelangte. Die Ooide sind also hier allochthon und haben einen nicht allzu weiten Transportweg gemacht.

Der Transportweg dürfte nur einige km betragen haben, da keine eindeutigen Transportschäden an den Ooiden beoachtet wurden (nach LACY und CAROZZI 1967).

Die Probe 2/9, ebenfalls vom Deister bei Springe, zeigt schon eine stärkere Abweichung. Die zwei Maxima der Verteilungskurve von dO sind entweder durch die niedrige Zahl der durchgeführten Messungen zustande gekommen, oder es liegt eine Vermischung mit den größeren Ooiden der Schwellenfazies vor. Tatsächlich liegt dieser Aufschluß etwas näher an der Deister-Schwelle. Die Ooide dieser Probe unterscheiden sich aber qualitativ nicht von denen des Profil 1. Die meisten Ooide berühren sich an der Peripherie. Viele einzelne Ooide liegen aber verstreut in der kalzilutitischen Grundmasse.

Deutung: Eine Vermischung von Ooiden verschiedener Größe liegt hier vor. Es läßt sich aber nicht mit Sicherheit sagen, ob die Ooide mit dem größeren dO durch normale, neu angelegte Schalen während des Transports entstanden sind, oder ob da eine Vermischung von Ooiden verschiedener Bildungslokalitäten auftritt. Die Tatsache, daß dK für die beiden Größen (dO 0,35 - 0,45 mm) ein eindeutiges Maximum bei 0,15 mm hat, spricht für ein gemeinsames Bildungsmilieu, wobei die verschiedenen dO durch variierende Oszillationsenergie zustande kamen.

Probe 3/5b macht die Nähe zur Deister-Schwelle noch deutlicher, wobei der Kerndurchmesser dK bei 0,15 mm sich im Rahmen der Werte für den Beckenbereich bewegt, dO aber bis auf 0,46 mm kommt.

Deutung: Hier zeigt sich, wie die am Schwellenrand gebildeten Ooide beim Transport zum Becken hin weitere Umhüllungen erhalten und dadurch einen größeren Umfang erreichen.

In Probe 4/7 macht sich die Nähe von Profil 4 zur oben erwähnten Deister-Schwelle noch stärker bemerkbar. Die Ooidkerne werden größer (dK 0,21 mm). Sie konnten am Schwellenrand als Ansatz für Ooide dienen, wurden aber nicht weiter beckenwärts transportiert. Auffällig sind Bruchstücke von Oolith- oder kalzilutitischem Gestein. Inkrustierte bis zu 1 cm lange Mollusken-Schalen sind nicht selten. Sie bilden zusammen mit Oolithbruchstükken eine Art Falle, in deren Hohlraum die Ooide locker verstreut lagern, wobei hier die Grundmasse aus Intramikrit besteht.

Deutung: Die Bedingungen für die Bildung von vollständigen Ooiden mit einem dO bis zu 0,45 mm waren vorhanden, d.h. die vertikale Bewegung des Wassers reichte auch für die Bildung von Ooiden mit größerem Kerndurchmesser aus (CAROZZI, 1960). Am Deister bei Völksen (Völkser-Schwelle) sind die Proben aus dem Profil 5 ein gutes Beispiel für die Schwellenfazies allgemein.

Probe 5/4a mit dK von 0,18 mm, aber einem Ooidumfang von 0,43 mm weicht eigentlich nicht wesentlich von den Ooiden der Profile in der Beckenrandnähe (Prof.3/4) ab. Die Zusammensetzung der Komponenten ergibt erst den Eindruck, daß es sich hier um eine Schwellenfazies handelt. Außer vielen Onkoiden, Korallenbruchstücken und sonstigem Fossildetritus ist das ganze Anschliffbild sehr heterogen (Riffschutt).

Deutung: Nach HOYER (1965) liegt das Profil 5 ca. 200 m östlich des Kreuzungspunktes der Deister- und Völkser-Schwelle. Es bleibt daher ungeklärt, ob die Ooide an dieser Stelle gebildet wurden oder allochthon sind.

Die Probe 5/4 ist sehr typisch für die Schwellenfazies. Im Schliffbild befinden sich neben den oben erwähnten Onkoiden und Fossiltrümmern viele inkrustierte Korallenreste. Hier sind Ooide nicht die dominierenden Komponenten als Gesteinsbildner. Ihr Kerndurchmesser ist mit 0,27 mm merklich grob.

Deutung: Die dK-Werte von 0,27 mm zeugen von der hohen Oszillationsenergie, die zur Ooidbildung mit diesem Kerndurchmesser nötig war. Nach dem Schema von CAROZZI (1960, S.242) muß die Energie für die Bewegung der Partikel in vertikaler Richtung größer oder zumindest gleich der Klastizitätsenergie sein, um die Bildung von Ooiden der jeweiligen Kerngröße zu ermöglichen.

Probe 8/2 aus dem Profil 8 östlich von Völksen zeigt überwiegend längliche Ooidkerne (dK 0,30 mm). Die Stärke der konzentrischen Schalen ist hier auffällig gering, so daß die entsprechenden Ooide und Onkoide die längliche Form der Kerne beibehielten. Ferner ist,im Vergleich zum Anschliffbild von 5/4 a und b, die geringe Zahl der inkrustierten Fossilbruchstücke zu bemerken. Die Grundmasse ist kalzilutitisch, dO beträgt 0,48 mm.

Deutung: Bei einem dK-Wert von 0,30 mm dürfte die Oszillationsenergie hier größer gewesen sein als diejenige, die bei Aufschluß 5/4a und b geherrscht haben muß. Die Entfernung zwischen den beiden Aufschlüssen beträgt ca. 350 m. Dieser Aufschluß dürfte im Bereich des "Back-Reef" gelegen haben, zumal er der vom Becken-Inneren am weitesten entfernte ist. Die Abnahme der Fossilreste spricht auch dafür.

V.1.2. Im Süntel bei Pötzen liegt Profil 24. Die Probe 24/5b zeigt ein fast typisches Bild der Schwellenfazies mit Grob-Ooiden (dK 0.22 mm - dO 0,43 mm). Viel Kalk- und Fossildetritus und einige Korallen- und Cidarisbruchstücke in einer mikritischen Grundmasse prägen das Schliffbild.

Probe 24/6 enthält Ooide mit feinerem Kern (dK 0,15 mm), die Verteilungskurve weist aber zwei Maxima auf, und zwar bei dO 0,48 mm und dO 0,60 mm. Viele Schalenbruchstücke (2-3 cm lang) sind mit einer Kalkkruste überzogen. Das ganze Anschliffbild ist heterogen.

Deutung: Profil 24 liegt am Rande des Pyrmonter Landvorsprungs (HOYER, 1965), d.h. am unteren Rande dieser Schwelle. Probe 24/5 bietet auch ein nahezu typisches Bild einer Schwellenfazies, wobei die dicken Umhüllungen der Ooide für ein weiteres Wachsen der Ooide während des kurzen bis mittellangen Transports beckenwärts sprechen.

Ein interessantes Bild bietet Probe 24/6 mit den Werten dK 0,15, dO 0,48 bzw. dO 0,60 mm. Hier liegt wiederum eine Vermischung von zwei Sorten von Ooiden vor, die allochthon in diesem Gebiet abgelagert wurden. CAROZZI (1967) unterscheidet bei seinen Untersuchungen an Ste.-Geneviève-Kalken (Great Salt Lake, USA) zwischen autochthonen und allochthonen Ooiden. Hier dürften die allochthonen Ooide vorliegen, die einen mittellangen Transport hinter sich haben und eine Neubildung (Anwachsen) während des Transports oder am Ort der Ablagerung vollzogen haben. Die Vermischung fand also statt zwischen Ooiden, die am Ort der Ablagerung weiter gewachsen sind oder überhaupt gebildet wurden und anderen, die als fertige Ooide am Ablagerungsort angeliefert wurden. Da hier keine Beschädigungen an den Ooiden festgestellt wurden, können keine Rückschlüsse auf die zurückgelegte

Strecke gezogen werden.

V.1.3. Im Osterwald zeigen die Aufschlüsse 9 und 11, bzw. die Proben 9/1b und 11/3 wiederum ein Bild der Schwellen-Region. Probe 9/1b weist folgende Werte auf: dK 0,18 mm und dO 0,45 mm. Die Probe 11/3 unterscheidet sich davon nur geringfügig: dO beträgt 0,46 mm. Die Ooide liegen in einer mikritischen bis lutitischen Grundmasse. Die einzelnen Ooide und die Kalk- bzw. Fossildetritus-Partikel sind mit einem dünnen, hellen, mikritischen Film überzogen. Die Schalenreste haben eine dicke Kalkkruste.

Deutung: Die verhältnismäßig kleinen Kerne (dK 0,18 mm) der Ooide hier zeigen, daß ein Weiterwachsen dieser Ooide in dem mikritischen Ablagerungsmilieu stattgefunden hat. Die äußere helle Schale spricht auch dafür. Es bleibt aber ungeklärt, ob die Ooide auch am Ablagerungsort entstanden sind oder angeliefert wurden, obwohl eine Vermischung angenommen werden kann, da ein sehr heterogenes Anschliff-Bild vorliegt.

Beckenwärts mit einer Entfernung von ca. 2,1 km WNW vom Profil 9 befindet sich am Mühlenbrink im Osterwald Profil 30. Die Probe 30/5 zeigt Ooide mit konzentrischen Ooidschalen und meist kleinerem Kern (dK 0,16 mm, dO 0,42 mm) in einer mikritischen Grundmasse. Auffällig sind die vielen Molluskenschalen. Die Ooide sind z.T. dicht gepackt, so daß sie Deformierungen, Anlösungserscheinungen und Zerstörungen aufweisen.

Die Probe 30/6 (dK 0,15 mm und dO 0,34 mm) enthält mehr Schalenbruchstücke. Die Ooide sind lockerer gepackt in der mikritischen Grundmasse, daher gibt es nur geringe Deformation und selten Anlösungserscheinungen.

Deutung: Zwischen der Osterwald-Schwelle im Südosten des Profil 30 und der Völkser-Schwelle im Norden ist eine Vertiefung oder ein Beckenarm zu vermuten, in dem sich diese, für die Becken charakteristische Fazies niedergeschlagen hat. Tatsächlich finden wir hier am Mühlenbrink (Prof.30) eine deutliche Tendenz für eine zunehmende Mächtigkeit der einzelnen Schichten im allgemeinen und des Oberen Korallenoolith (Humeralis-Schichten) im besonderen.

V.1.4. Im südöstlichen Osterwald befinden sich die Profile 14, 15 und 16: die Probe 14/1 (dK 0,22 mm, dO 0,48 mm) enthält auffällig viele Onkoide und Pseudooide. Die Komponenten sind so dicht gepackt, daß kaum Grundmasse festzustellen ist. Infolgedessen berühren sich die einzelnen Komponenten und weisen Anlösungserscheinungen, sowie Deformierungen auf. Die Ooide sind hier nicht die hauptgesteinsbildenden Komponenten. Korallen- und andere Fossilreste sind mit einem hellen und dünnen mikritischen Mantel überzogen.

Deutung: Die Ooidbildung kann hier ihre Erklärung nach dem Schema von CAROZZI (1960) finden, und zwar in Fall 4, wo die Oszillationsenergie geringer ist als die maximale Klastizität der Körner, die zum Bildungsort zugeführt werden. Die größeren Körner, die durch die Oszillationsenergie nicht aufgewirbelt werden konnten, sanken zu Boden und wurden als Pseudooide abgelagert. Die anderen Körner, die die Oszillation aufwirbeln konnte, wurden mit konzentrischen Schalen überzogen, bis ihre Größe die potentielle Grenze der herrschenden Oszillationsenergie erreichte. Probe 14/1 besteht aus einer Mischung von Pseudooiden, Onkooiden und Ooiden, wobei die Pseudooide verschiedene Größen aufweisen. Dieser Aufschluß dürfte weit am Rande der Schwellenregion (Osterwald-Schwelle) liegen und sich mehr im Bereich des oben erwähnten Bekkenarms befinden.

Probe 15/2 (dK 0,15 mm, dO 0,48 mm) zeigt die Nähe der Schwelle deutlich an. Die Ooide sind voll ausgebildet (kleiner Kern und dicker Mantel aus konzentrischen Schalen). Fossildetritus ist nur in geringer Menge zu beobachten, verglichen mit den anderen Schwellenfazies-Proben.

Deutung: Das Schliffbild bietet einen heterogenen Eindruck. Die verschiedenen Größen liegen nebeneinander, daher ist ein geringer Transportweg anzunehmen. Die Oszillationsenergie dürfte größer oder gleich der maximalen Klastizität gewesen sein, so daß hier die Ooide überwiegen und gut gebildet sind.

Probe 15/3 (dK 0,17 mm und dO 0,40 mm) bietet ein fast typisches Bild der Schwellenfazies an. Die kleinen Ooide, die beinahe den Ooiden der Beckenfazies gleichen, sind auffällig. Fossilreste gibt es auch hier nur wenig. Die Grundmasse ist mikritisch, die Komponenten sind locker verstreut, meist berühren sie sich nicht.

Deutung: Die kleinen dO-Werte sind auf niedrige Oszillationsenergie zurückzuführen. Hier dürften auch nur geringe Transportwege, wenn überhaupt, von den Komponenten dieser Probe zurückgelegt worden sein. Das Vorhandensein von verschiedenen Größen nebeneinander im Schliffbild stärkt diese Annahme und spricht für eine Schwellenfazies.

Probe 16/3 (dK 0,18 mm, dO 0,61 mm) bietet schließlich ein eindeutiges Schwellenfazies-Bild. Die voll entwikkelten Ooide mit dem kleineren Kern und verschiedensten Größen sind in der mikritischen bis lutitischen Grundmasse verstreut. Große stabförmige, mit Kalkumhüllungen überzogene Schalenreste prägen das Schliffbild. Auch Korallen- und andere Fossilreste sind hier zu beobachten.

Deutung: Die Ooide dürften hier oder in unmittelbarer Umgebung des Aufschlusses gebildet worden sein. Die Oszillationsenergie konnte auch die größeren Ooide aufwirbeln und ihnen zu weiterem Wachstum verhelfen, so daß auch dO-Werte von über 0,60 mm erreicht wurden (Verteilungskurve ; siehe Abb.14)

V.1.5. Vom Thüster Berg bei Salzhemmendorf stammt die Probe 18/20 (dK 0,18 mm, dO 0,42 mm). Der Anschliff zeigt ein heterogenes Bild von Ooiden verschiedenster Größe. Die Ooide sind gut entwickelt und nähern sich der Kugelform. Die Fossiltrümmer machen hier auch einen geringen Anteil der Komponenten aus. Die Ooide sind in der mikritischen Grundmasse eng gepackt und berühren sich oft. Wegen der Umkristallisation (Dolomitisation) konnten keine Feinstrukturen, z.B. Anlösungserscheinungen festgestellt werden.

Deutung: Der Aufschluß 18 stellt eine mittlere Phase zwischen der Schwellenfazies und der Beckenfazies dar. Das Fehlen einer Sortierung, die in der Schwellenfazies meist zu beobachten ist, einerseits und das Fehlen von reichlichen Fossiltrümmern, die charakteristisch für die Beckenfazies sind, andererseits führen zur Annahme, daß dieser Aufschluß an der Fortsetzung der Osterwald-Schwelle liegen dürfte, die ins Beckeninnere ausklingt. Die Ooide dürften einen mittellangen Transportweg hinter sich haben, der aber nicht für eine bessere Sortierung ausreichte. Da in diesem Fall ein Transport vorliegt, kann keine Aussage über das Bildungsmilieu und die herrschende Oszillationsenergie gemacht werden. Auch die Frage, ob die Osterwald-Schwellenregion der Lieferant der Ooide ist, kann nicht ohne weiteres beantwortet werden, zumal die Entfernung mehr als 8 km beträgt, was die Zer-

störung oder Beschädigung der meisten Ooide mit sich gebracht hätte. Es kann aber angenommen werden, daß die in Richtung Becken angeschwemmten Ooide und Ooidkerne sich während des Transports weiter entwickelten bzw. neue Ooide aus den angelieferten Kernen bildeten.

V.1.6. Am Duinger Berg bei Marienhagen liefert der Aufschluß 19 merklich abweichende Proben. Probe 19/27: dK 0,22 mm, dO 0,55 mm bzw. dK 0,24 mm, dO 0,70 mm. Die auffällig groben Ooide liegen verstreut in der kalzilutitischen Grundmasse. Nur wenige berühren sich an der Peripherie. Die Ooide und Onkoide beherrschen das Schliffbild. Stabförmiger Fossildetritus ist hier mit einer mikritischen Umhüllung zu beobachten.

Hier liegt eine Teilsortierung der Ooide vor. Sie sind gut entwickelt und zeigen konzentrische Schalen. Auffällig ist auch, daß ein großer Teil der Ooide hellere Ränder aufweist. Ferner sind häufig die sogenannten "Ooidbrutbeutel" zu beobachten, sowie abgebrochene Ooide, die als Kerne für andere Ooide dienen.

Deutung: Die auffällig großen Kerne der Ooide (dK 0,22 bzw. 0,24 mm) zeugen von einer starken Oszillationsenergie, die noch so stark war, daß sie Ooide mit dem dO-Maximum 0,70 mm noch weiter aufwirbeln konnte. Neben der Oszillationsenergie ist auch die Klastizitätsenergie stark gewesen, so daß ein mittellanger oder langer Transport hier vorgelegen haben muß. Während dieses Transports hat eine Neubildung (Ooid-Embryonen, Ooidbrutbeutel) stattgefunden. Ferner sind die schon anfänglich kleingebildeten Ooide weiter gewachsen. Die helleren Ränder, die auch Zwischenräume zwischen den verschiedenen Schalengenerationen aufweisen, sprechen dafür.

Dieser Aufschluß dürfte aber trotzdem in den Beckenbereich eingestuft werden wie Profil 4, nur mit dem Unterschied, daß hier größere Oszillations- und Klastizitätsenergien zur Verfügung standen, die eine solche Abweichung in der Größenordnung hervorriefen.

Bei der Betrachtung des Kartenbildes für die dK-Werte stellte man fest, daß die Ooide mit dem kleineren Kern (ab 0,15 mm) beckenwärts vorzufinden sind. Je mehr man sich in Richtung Beckenrand bzw. Schwellenregionen bewegt, desto größer werden die Ooidkerne. Ihr Größenmaximum findet man aber in Bereichen des sogenannten "Back Reef" (Probe 8/2).

Die dO-Werte-Karte zeigt die andere Abhängigkeit, nämlich die der Ooidgröße von der Entfernung vom Bekkeninnern. Die kleineren Ooide findet man beckenwärts, die größeren an dessen Rändern bzw. an den Schwellenregionen. Ferner ist ein Zusammenhang zwischen der Größe der Ooide und der Größe der Ooidkerne festzustellen.

V.2. Rückschlüsse

Aus den oben besprochenen Analysen der einzelnen Proben aus der Oolithregion II des Mittleren Korallenooliths ergibt sich folgendes Bild:
In einem Teilabschnitt des Niedersächsischen Malmbeckens, nämlich dem Teil, der von einer Anzahl von Schwellen umgeben wird, entstand ein lagunäres Teilbecken (Hils-Lauenauer-Senke). Die paläogeographischen Bedingungen, die in diesem Gebiet herrschten, ähneln offensichtlich den heutigen geographischen Bedingungen im Gebiet der Bahama Bank (vgl. ILLING 1954; NOWELL, PURDY & IMBRIE 1960). Es muß daher angenommen werden, daß auf den Schwellen-Regionen bei Wassertiefen von 0,1-30 m und Wassertemperaturen über

10° C sowie entsprechendem Wellengang und Gezeiten - Wasserbewegungen die Korallenoolith-Ooide dieser Region in einem Ca CO_3 gesättigten Milieu gebildet wurden. Die Turbulenz an der jeweiligen Schwelle erlaubte das In-Schwebe-Halten von Ooidkernen bestimmter Größe (CAROZZI,1960) und zwar bis zu einem Maximum von 0,30 mm (Völkser-Schwelle, Probe 8/2, siehe Tabelle). Erstaunlich sind die annähernd gleichen Parameter für dK und dO, die NOWELL, PURDY und IMBRIE in ihren Untersuchungen gefunden haben. Ein Großteil der so gebildeten Ooide wurde in Richtung der lagunären Tiefe verfrachtet, wobei sich die kleineren Ooide weitere Umhüllungen anlegten. Die Probenfolge 1/20, 2/9, 3/5b und 4/7 veranschaulichten eine Sortierung durch den Transport von der Lehmbrink-Schwelle in die Hils-Lauenauer-Senke, wo nur feinere Ooide mit einem dO-Maximum von 0,38 mm (im Durchschnitt) anzutreffen sind. Diese feineren Ooide haben dementsprechend die kleineren Kerne (Maximum der Verteilungskurve für dK 0,16 mm).

Die Strömung, die auf den Schwellen die größeren Ooide transportiert hatte , hat hier nachgelassen und konnte nur diese Ooidgröße anliefern. Die Ooide des Profil 1 weisen keine Transportschäden auf, da die zurückgelegte Strecke, wenn man annimmt, daß sie an der Lehmbrink-Schwelle gebildet wurden, nur 3,5 km beträgt. Ein Teil der Ooide muß aber als Feindetritus oder als embryonale Kleinooide auf dem Transportweg gebildet und weiter gewachsen sein. Dafür sprechen Ooidbeutel und differenzierte Ummantelungsabschnitte. Dieselben Bedingungen dürften auf den Schwellenregionen des Süntels (Pyrmonter Landvorsprung), des Osterwaldes und an der Völkser Schwelle geherrscht haben.

Ein Beckenarm oder eine Zwischentiefe schiebt sich zwischen die Völkser-Schwelle und die Osterwald-Schwelle, die sich sonst durch das Anschwellen der

Mächtigkeiten im Korallenoolith und Kimeridge bemerkbar macht, aber durch Becken-Typ-Ooide (Probe 30/5-6) deutlich gekennzeichnet ist. Demgegenüber zeigen die Proben aus dem östlichen Osterwald alle Merkmale einer Schwellen-Bildung.

Die Schwellen-Regionen standen, bei einer kontinuierlichen, aber langsamen Hebung, mit der relativen Senkung der Hils-Lauenauer-Senke in einer Art Gleichgewicht (abgesehen von den Gebirgsbildungs-Phasen; STILLE 1905) und blieben so durch die ganze Korallenoolithzeit und längere Perioden des Kimeridge als Ooid-Lieferanten in diesem Raum.

Probe	Maxima der Kerndurchmesser (dK)mm	Maxima der Ooiddurchmesser (dO)mm	Manteldicke
1 /14c	0.16	0.36	0.20
1 /14e	0.18	0.40	0.22
1 /18c	0.18	0.39	0.23
1 /20	0.18	0.34	0.18
1 /22a	0.15	0.41	0.26
2 / 9	0.15	0.36	0.21
	.....	0.48	0.33
2 / 9	0.15	0.33	0.18
	.....	0.43	0.28
3 / 5b	0.15	0.46	0.31
4 / 7	0.21	0.45	0.24
5 / 4a	0.18	0.43	0.25
5 / 4b	0.27	0.51	0.24
8 / 2	0.30	0.48	0.18
9 / 1b	0.18	0.45	0.27
11/ 3	0.18	0.46	0.28
14/ 1	0.22	0.48	0.26
15/ 2	0.15	0.48	0.33
15/ 3	0.17	0.40	0.23
16/ 3	0.18	0.61	0.43
18/20	0.18	0.42	0.24
19/27	0.22	0.55	0.33
	0.24	0.70	0.46
24/ 5b	0.22	0.43	0.21
24/ 6	0.15	0.48	0.33
	0.15	0.60	0.45
30/ 5	0.16	0.42	0.27
30/ 6	0.15	0.34	0.19

VI. Hartgründe

VI.1. Allgemeines

Was einen Hartgrund auszeichnet, ist eine frühzeitige Verfestigung eines bereits abgelagerten Kalk- oder Mergelschlammes. Dafür ist eine Zeitspanne nötig, in der entweder die Sedimentation aussetzt oder ein Gleichgewicht zwischen Ablagerungs- und Subsolutionsrate herrscht. Das letztere gilt insbesondere für feinen Kalkschlamm, z.B. Globigerinenschlamm in Tiefen zwischen 150-2000 m (FISCHER und GARRISON, 1967, S.488).

Im Fall von Flachwasser-Sedimenten geht der obengenannten Verfestigung des Hartgrundes häufig eine Abrasionsperiode voraus. Die Frage, ob die Abtragung submarin geschah oder eine echte Emersion vorliegt, ist meistens sehr schwer zu beantworten.

Die Obergrenze (Dach) des Hartgrundes (VOIGT,E., 1959, S.130) verläuft nicht immer konkordant mit der Schichtung, ein Hinweis darauf, daß der Hartgrund erst nachträglich gebildet wurde. Dies wird insbesondere der Fall sein, wenn die zuletzt abgelagerten Schichten gehoben und von der Abrasion oder Erosion schräg angeschnitten werden, ehe eine frühdiagenetische Verfestigung anfängt.

Im allgemeinen kann man eine scharfe Obergrenze (Dach) des Hartgrundes beobachten, die als Folge der Sedimentationsunterbrechung zu verstehen ist. Zum Liegenden hin ist die Grenze meistens unscharf und stellt einen allmählichen Übergang dar. Die Oberfläche des verhärteten und teilweise korrodierten Hartgrundes ist meistens mit sessilem Benthos besiedelt. Diese Besiedlung kann auf die inneren Wände von evtl. vorhandenen Grab- oder Freßgängen übergreifen. Die Oberfläche von Hartgründen ist manchmal von einer limonitischen Kruste überzogen, die auch auf den inneren Wänden der Gänge, Spalten und Taschen festgestellt werden kann.

VI. 2. Beispiele

Typ I

VI.2.1. Hartgründe in den sog. Humeralis-Schichten (Oberer Korallenoolith)

Am Top der Bank 20 (Oolith) des Aufschlusses Nr.18 II (MTBL Salzhemmendorf 3923 R 35 42 550 H 57 69 400) folgt eine 2 m mächtige Mergelbank, die in drei Schichten unterteilt werden kann. Die unterste Bank ist ca. 1.20 m stark und besteht aus kalkigem, dolomitischen, feinkörnigen, harten Mergel, der allmählich in einen feinen, gelblich-grauen Mergel übergeht. Dieser mittlere Teil ist ca. 70 cm mächtig und sondert im Hangenden dünne unregelmäßige Platten von 8-10 cm Mächtigkeit ab, die durch eine 3 cm starke, poröse Lage getrennt werden. Diese oberste Bank zeigt Aufsiedler: Ostrea multiformis DUNKER u. KOCH und in den oberen 5-6 cm dichten und feinkörnigen Mergel, der im unteren Drittel poröser und z.T. grobkörnig ist.

Aufgrund eines Glasmodells von einem 36 cm langen und ca. 12 cm breiten Block und weiteren detaillierten Glasmodellen (auf Deckglas) von einzelnen Bohrgängen und Eintrittsschächten wurden die Abbildungen 15 und 16 gefertigt. Diese Untersuchungen zeigen:

VI.2.1.1. Grab- und Freßgänge

Unregelmäßig umrissene Grab- und Freßgänge, die sich in den oberen 5 cm der ca. 8 cm dicken Bank verteilen, durchqueren das Gestein, teils mit kurzen Verzweigungen. Teilweise kann man Fortsetzungen dieser Gänge im obersten Teil der liegenden Bank, d.h. unterhalb der porösen Lage bis zu einer Tiefe von 10 cm beobachten. Da diese Gänge fast vollständig erhalten geblieben sind, kann man daraus schließen, daß nach Herstellung dieser Gänge nur eine geringe Abtragung vom Top der Bank stattgefunden hat. Die

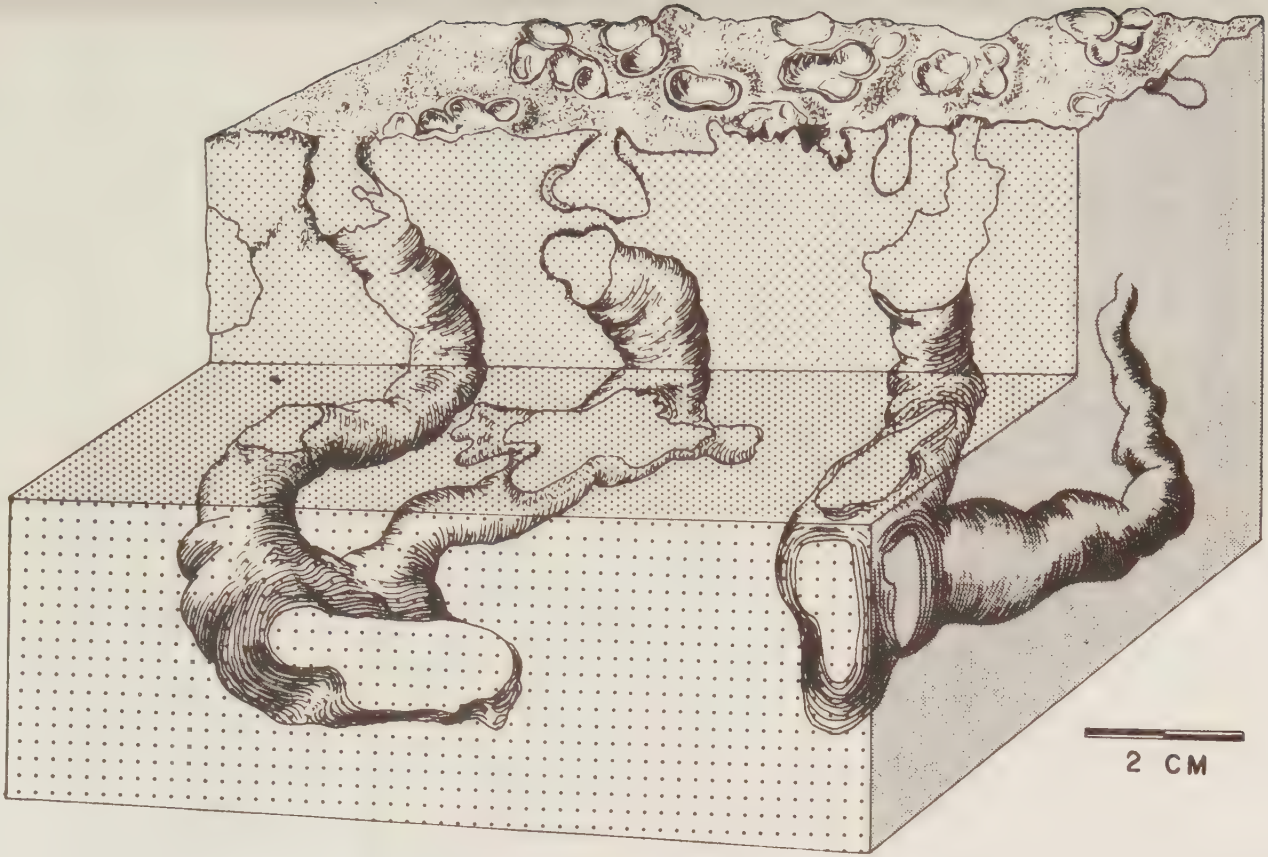


Abb. 15

Halbschematisches Blockbild des Hartgrundes Typ I (Prof.18, Sch.21)

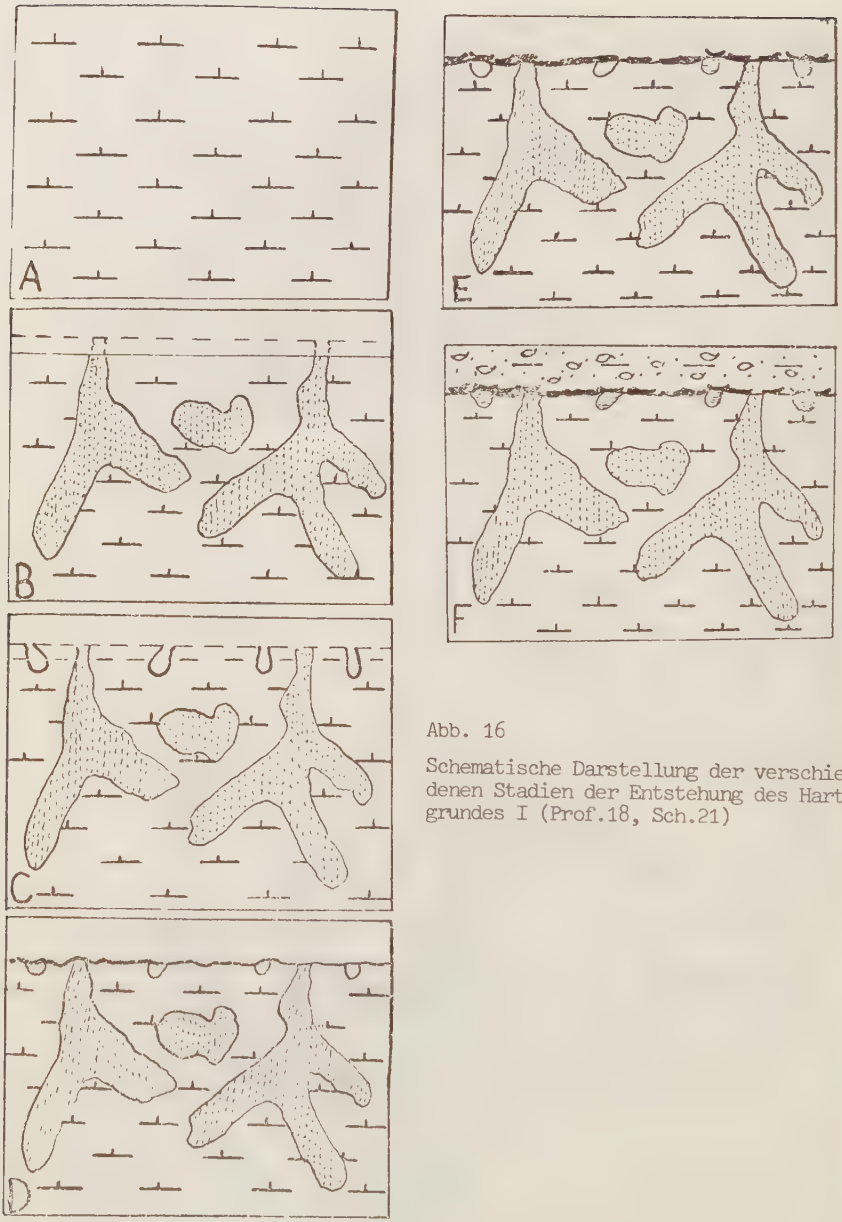


Abb. 16

Schematische Darstellung der verschiedenen Stadien der Entstehung des Hartgrundes I (Prof.18, Sch.21)

Umrisse der Gänge und insbesondere deren "Schächte" (REINECK, 1958) sind mit Limonit-Farbhöfen, die hell- oder dunkelbraun gefärbt sind, umrundet. Ferner ist eine Auskleidung der Gänge, insbesondere der unteren Flächen, mit einer dunklen Limonitkruste zu beobachten. Die Bauten (REINECK, 1958) sind mit feinerem Material verfüllt. Erstaunlich ist, daß diese Bauten kaum als Fossilfallen gewirkt haben, denn Schalen oder andere sichtbare Fossilien sind in der Füllung der Bauten relativ selten. Dies läßt die Vermutung zu, daß es zur Zeit der Verfüllung nur eine geringe benthonische Fauna gab.

VI.2.1.2. Bohrgänge

Die Bohrgänge wurden zum größten Teil durch Abtragung gekappt, so daß nur noch flache Näpfe von 3-6 mm Tiefe und einem Durchmesser von 5-8 mm übriggeblieben sind. Nur wenige zeigen noch die volle Gestalt der Bohrlöcher und erreichen dann eine Länge von 12 mm. Die vollständigen Bohrlöcher scheinen später angelegt zu sein, da ihre Füllung aus etwas gröberem Material besteht, im Gegensatz zu den gekappten Bohrlöchern, die im allgemeinen nur mit feinerem Material verfüllt sind. Den Formen nach sind diese Bohrlöcher von Bohrmuscheln erzeugt worden.

VI.2.1.3. Aufsiedler

Die Oberfläche des Hartgrundes (Dach) ist von kleinen verschiedenförmigen Austern (Ostrea multiformis DUNKER u. KOCH) bewachsen. Die Ostreen sitzen dicht beieinander und scheinen so autochthone Lebensgruppen zu bilden. Die Oberfläche unter und neben den anhaftenden Ostreen

ist von einer dunkelbraunen bis schwarzen Limonitkruste überzogen.

VI.2.1.4. Bildungsgeschichte

Die Untersuchungen lassen folgende Stadien der Bildung der Hartgrundbank erkennen (s. Abb.16)

Stadium A: Nach Ablagerung dieser Bank, die ungesackt etwa die doppelte Mächtigkeit gehabt haben dürfte, muß eine Unterbrechung der Sedimentation stattgefunden haben, womit eine der Voraussetzungen für die Verfestigung geschaffen wurde (VOIGT, 1959). Eine Abtragung dürfte außerdem stattgefunden haben. Die stylolithenartige Verzahnung der dichteren Kalkmergel mit den etwas spröden und porösen unteren 3 cm der Bank spiegelt die langsam hinabgreifende Zementationsfront.

Stadium B: Graborganismen durchwühlen das schwach verfestigte Sediment in Form von mehr oder weniger senkrechten "Bauten", die in einer gewissen Tiefe (4-5 cm) in horizontale Verzweigungen übergehen. Danach werden die Gänge mit feinerem Sediment verfüllt, d.h. die Sedimentation setzt wieder ein. Für eine vorhergehende Abtragung sprechen ringförmige Erhebungen mit limonitischer Kruste an der Schichtoberfläche, die den Anschnitt von "Schächten" markieren. Dafür, daß diese Abtragung nur geringfügig war, sind die fast vollständigen Grabbauten auszuführen.

Stadium C: Eine weitere Erhärtung des Sediments und der Gangfüllung bereitet einen günstigen Biotop für Bohrorganismen (Bohrmuscheln), die in einer dichten Besiedlung der damaligen Schichtoberfläche anhafteten. Eine neue Erosion oder Korrosion dürfte auch angesetzt haben.

Stadium D: Die Bohrbauten wurden von einem neu ansetzenden Sedimentationsprozeß verfüllt. Die Füllung ist in den meisten Fällen ein feiner Mergelkalk. Danach erfährt die Füllung der Bohrgänge eine gewisse Verfestigung, bevor eine neue Erosion ansetzt, die jeweils ca. 3/4 der Bohrganglänge abgetragen haben muß. Diese Abtragung erzeugte die abgekappten Bohrgänge. Die Korrosion dürfte durch die Anhebung des Meeresgrundes erfolgt sein.

Stadium E: Diese Anhebung des Meeresgrundes schaffte bessere Lebensbedingungen für sessiles Benthos und erlaubte die Besiedlung von Sediment-, Gang- und Bohrfüllungsoberflächen mit Ostrea multiformis DUNKER u. KOCH. Eine erneute Sedimentation setzte ein und ein feiner Kalkmergel wird in einem Milieu abgelagert, das optimale Lebensbedingungen für Zeilleria ventroplana ROEMER bot.

VI.2.1.5. Verbreitung

Dieser Horizont im Aufschluß 19b bei Marienhagen konnte ca. 7 km südöstlich der Typlokalität wieder gefunden werden. Dort sind allerdings Fossil- und inkrustierter Kalkdetritus sowie verstreute Ooide im Gestein des Hartgrundes zu beobachten. Die Gangfüllung besteht im allgemeinen aus gröberem Material im Gegensatz zur Gangfüllung in der Typlokalität. Außerdem sind viele Schalenbruchstücke (meistens Ostreen) in der Gangfüllung zu beobachten. Nach Norden hin konnten vergleichbare Horizonte in den Aufschlüssen im Osterwald, Süntel oder Deister nicht gefunden werden.

Typ II
VI.2.2. Hartgrund in der Florigemma-Bank am Thüster Berg und Duinger Berg im Mittleren Korallenoolith

Typlokalität: Profil 18, Schicht 9.
Auf einer 0,60 m mächtigen, stark dolomitischen Feinkalk-

bank mit Hohlräumen von aufgelösten Gastropoden lagert eine 1,65 m mächtige Kalkbank. Der tiefere Teil besteht aus Calcilutit, der allmählich nach oben hin von Calciruditen abgelöst wird und zunehmenden Oolithgehalt aufweist. Die Bank ist von vielen unregelmäßigen, bis zu 3 cm Ø starken Bauten und Gängen durchzogen. Die Bauten sind mit Ooiden und Kalkdetritus verfüllt.

Eine Teilverfestigung nach der Ablagerung der Schicht und deren Sackung dürfte für die Graborganismen die Voraussetzung zum Anlegen ihrer Bauten geschaffen haben. Die Verfüllung der entstandenen Hohlräume erfolgte bei der weiteren Sedimentation. Auf der Schichtoberfläche wurden keine Aufsiedler beobachtet. Die fehlenden Fossilien lassen die Vermutung aufkommen, daß das Bildungsmilieu dieser Bank benthosfeindlich war. Dieselbe Schicht kann man weiter südlich am Duinger Berg (Entfernung ca. 7 km) bei Marienhagen wieder finden (Prof.19, Sch.24). Allerdings nimmt ihre Mächtigkeit hier zu und kommt auf 2,80 m.

Typ III
VI.2.3.Aufsiedlerbank in der Oolithregion III

Typlokalität: Profil 18, Schicht 10 am Thüster Berg.

Auf der Schichtoberfläche einer massig kompakten, detritischen Kalkbank, die leicht dolomitisch ist, sitzen dicht beieinander bis zu 8 cm Ø große Ostreen:

Ostrea deltoidea SOWERBY

Weder sind die Aufsiedler angebohrt noch weist das Gestein Bohrgänge oder sonstige Bauten auf. Die Aufsiedler dürften ein verfestigtes oder zumindest teilverfestigtes Material als Unterlage vorgefunden haben. Anzeichen einer Erosion wurden nicht festgestellt. Am Duinger Berg wurde diese Bank wieder in Profil 19, Schicht 25 gefunden.

VI.3. Zur Palökologie

Hartgründe haben eine große Bedeutung bei der Analyse fossiler Faunen. Grundsätzlich muß eine Unterscheidung gemacht werden zwischen den primär im Gestein des Hartgrundes enthaltenen synsedimentären Fossilien und denjenigen, die einem jüngeren Sedimentationsvorgang angehören. Die letzteren haben meistens als sessiles Benthos auf der Oberfläche des Hartgrundes, bzw. auf Gangwänden und Bohrlöchern gelebt oder sind sekundär von oben her in die Hohlräume gelangt. Die Hartgrundoberfläche ist daher stets eine markante Fazies-Grenze. Manche Hartgrund-Sedimente sind reich an Megafossilien, die sich meistens nicht viel von denen der liegenden Schicht unterscheiden. In der Regel aber kennzeichnet eine Fossilarmut diese Hartgrundsedimente, bei denen nur die Oberfläche besiedelt ist und die Fossilfallenwirkung der Bauten sich bemerkbar macht. Diese letzteren Fossilien sind, wie schon erwähnt wurde, jünger als die des ursprünglichen Hartgrundes. Außerdem kann eine Anhäufung von Fossilien an der Oberfläche des Hartgrundes durch Kondensation bewirkt werden.

Eine Hebung des Meeresbodens erlaubt nach VOIGT (1959) eine Zunahme der Fauna durch Verbesserung der Lebensbedingungen, u.a. durch intensivere Sauerstoffzufuhr.

Auf die Verfestigung eines Sediments folgt bis zum Wiedereinsetzen der Sedimentation eine mehr oder weniger lange Zeit der Sedimentationsunterbrechung, wenn nicht eine submarine Abrasion oder gar eine Erosion. Während dieser Zeit wird bei geringer Abrasion eine Sedimentation durch Strömungen und Wellenbewegungen verhindert. Dieses Milieu ist meistens ideal für sessiles Benthos, wie in dem oben geschilderten Beispiel, wo eine dichte Austernbesiedlung vorhanden ist. Es sind stets Formen, die eine Verschlammung nicht vertragen und ein klares, aber auch etwas bewegtes Wasser benötigen.

Daß die Anbohrung des Hartgrundes dem Bewuchs durch die sessile Fauna sicherlich vorausging, zeigen die abgeschliffenen Bohrlöcher und ihre Füllung unter vielen aufsitzenden Austern. Die Füllung der Bohrgänge muß aber vorher verfestigt gewesen sein, bevor das sessile Benthos, das ja eine harte, etwas erhabene Anhaftungsfläche bevorzugt, sich anheftete. Die Abschleifung der Bohrgänge und deren Vergleich mit den noch vollständig erhaltenen Bohrgängen erlaubt eine Abschätzung der stattgefundenen Abrasion, gibt aber keinen Aufschluß über die dafür benötigte Zeitspanne. Die limonitische Kruste an der Oberfläche des Hartgrundes kennzeichnet die Beendigung der Abrasion und die darauf folgende Besiedlung, die eine Unterbrechung der Sedimentation bis zur erneuten Ablagerung anzeigt.

VI.4. Zur Entstehung und Paläogeographie der Hartgründe

Neue Untersuchungen in Qatar und Bahrain (De GROOT, 1969) sowie auf der Bahama-Bank (TAFT, ARRINGTON, HAIMOVITZ, Mac DONALD and WOOLHEATER, 1968) zeigen, daß sich rezente Carbonatsedimente in geringen Wassertiefen frühdiagenetisch verfestigen können. Früher wurde dagegen in den meisten Fällen eine subaerische Phase für die Bildung von Hartgründen verantwortlich gemacht. Auch im tieferen Wasser nimmt FRIEDMANN (1964) eine frühdiagenetische Verfestigung von Karbonatsedimenten an. FISCHER, A.G. und GARRISON, R (1967) stellen fest, daß Berichte über verfestigten Globigerinen-Schlamm von mehr als 30 verschiedenen Lokalitäten aus 200-3500 m Tiefe vorliegen. Ferner wird die Meinung vertreten, daß diese Verfestigung des Sediments sich an Flächen abspielt, an denen eine Art Gleichgewicht der Sedimentation herrscht.

Im Persischen Golf hat De GROOT (1969) chemische Untersuchungen durchgeführt, wonach er eine heute stattfindende Verfestigung von Kalksedimenten annimmt. TAYLOR, J.C.M & ILLING,L.V. (1969) haben auch dort eine Zementierung von Karbonatsedimenten durch MG-Kalzit und Aragonit festgestellt. Auch E.A.SHINN (1969) stellt eine frühdiagenetische Verfestigung von Karbonatsedimenten im lagunären Bereich des Persischen Golfes fest. SHINN nimmt eine einfache Sättigung des Meerwassers an Karbonaten für die chemische Ablagerung von Kalken und deren Verfestigung an. Dieser Prozeß soll unter den dortigen Umweltbedingungen bei normalem Salzgehalt und bei den dort herrschenden Temperaturen stattfinden. Die Tiefe soll ca. 30 m betragen, und es soll eine geringe Sedimentationsrate herrschen sowie eine bleibende Art des Sediments. Ferner stellt er fest, daß eine hohe ursprüngliche Permeabilität des Sediments erforderlich ist.

Ergebnisse:

In einem Teilgebiet des niedersächsischen Beckens zwischen den heutigen Bergketten des Selterzuges und Ith, Osterwald, Deister und Süntel verläuft die sogenannte Hils-Lauenauer Achse, die herzynisch, wie die Deister-Schwelle im NE des Gebietes, streicht. Hier hat sich eine Malm-Folge mit Mächtigkeiten zwischen 30 und 600 m abgelagert. Im Osten wurde die Hils-Lauenauer-Senke durch das Randgebiet der Hildesheimer Halbinsel und im Westen durch das Randgebiet der Rheinisch-ardennischen-Masse (Pyrmonter Landvorsprung) begrenzt. Quer zur Hils-Lauenauer-Senke streichen die kleineren Achsen der Osterwald-Schwelle, Völkser-Schwelle, Lehmbrink-Schwelle und der Süntel-Schwelle in rheinische Richtung. Im Schwellenbereich und insbesondere an den Schnittpunkten der beiden Schwellenrichtungen lagerten sich Sedimente ab, die besonders starken Schwellencharakter aufwiesen. Im Beckenbereich ist eine starke Absenkung anzunehmen. Während der Malmzeit blieb die Lage der Schwellen- und Beckenachsen beinahe unverändert. Die mikrofazielle Analyse führt zu folgenden Feststellungen und Vorstellungen:

1) Im Schwellenbereich erfolgte ein relativer Aufstieg des Bodens, auf dem Omissionen, Diskordanzen, Aufarbeitungssedimente und z.T. im Korallenoolith Korallen verbreitet sind. In den Beckenbereichen findet demgegenüber ein relatives Einsinken statt. Die Sedimente lagern konkordant, Omissionen und Aufarbeitungshorizonte sind nicht zu beobachten.

2) Im Bereich der "Hils-Lauenauer-Senke" (RAECKE 1932) ist ein lagunärer Ablagerungsraum im Malm und insbesondere in der Korallenoolithzeit entstanden, der von einer Kette von Schwellen begrenzt war und eine intensive Wasserbewegung, sprich Ooidbildung, Kalktrümmer und Fossildetritus aufweist.

3) Die großen Unterschiede in den Mächtigkeiten der Sedimente im Schwellenbereich und im Beckenbereich sind auf die in Nr. 1) erwähnten relativen Einsenkungen bzw. Aufstiege zurückzuführen.

4) Die Schwellen sind zu einem großen Teil durch Verwerfungen (Abschiebungen) begrenzt, sie lassen sich als Schollenverschiebungen an den Brüchen und auch sonst im Schwellenbereich feststellen. An den erwähnten Stellen lassen sich synsedimentäre Ablagerungen feststellen, die Mächtigkeits- und Faziesänderungen hervorriefen. Aufarbeitungshorizonte zeigen deutlichere Vertikalbewegungen an, die über weite Gebiete gleichzeitig wirksam waren. Der Höhepunkt solcher Bewegungen war in der Deister-Phase (zwischen Kimeridge und Gigas-Schichten) und der Osterwald-Phase (zwischen Münder-Mergel und Serpulit). Der allgemeine Charakter dieser Phasen unterscheidet sich aber nicht von den üblichen Bewegungen in der Malmzeit.

5) Die Oolidbildung an den Schwellenregionen war intensiver, da die Energie stärker war. Es läßt sich aber verfolgen, daß auch in den lagunären Tiefen eine weitere Ooidbildung und ein Ooidwachstum stattfand. Ooide an der Schwellenregion haben einen größeren Kern bzw. einen größeren Ø als diejenigen Ooide, die in den lagunären Tiefen gebildet bzw. dorthin verfrachtet wurden.

6) Die dickbankigen, teils linsenförmigen, teils auskeilenden Dolomite, die in dem lagunären, den Gezeiten stark ausgesetzten Bildungsmilieu abgelagert wurden, sind zum größten Teil primärer Natur. Untergeordnet tritt auch eine sekundäre Dolomitbildung an Zerrüttungszonen auf.

7) Die Korngrößen-Analyse der Ooide zeigt im Zusammenhang mit den anderen faziellen Merkmalen, daß am lagunären Becken ähnliche paleogeographische Verhältnisse geherrscht haben müssen, wie sie heute an der "Great Bahama Bank" herrschen.

8) Im Zusammenhang mit den lagunären Bedingungen entstanden synsedimentäre Bildungen, "Hartgründe" mit Zeugen für Bohr- und Graborganismen, sowie Aufsiedler.

Fossillisten

Prof.1:

1/7 Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
1/30 Zeilleria ventroplana ROEMER
1/31 Zeilleria ventroplana ROEMER
1/19a cf. Synastreidae

Prof.2:

2/15 Terebratula subsella LEYMERIE
2/15 Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
Entolium demissum (PHILLPS) = Pecten vitreus ROEMER
Cyprina brongniarti (ROEMER)
Thracia incerta ROEMER
2/16 Terebratula subsella LEYMERIE
Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
2/17 Trigonia sp.
Trichites saussurei DESH.
Modiola oblonga ROEMER
2/18 Cyprina brongniari ROEMER
C. nuculaeformis (ROEMER)
Terebratula subsella LEYMERIE
Exogyra virgula DEPR.
E. bruntrutana THURM
2/19 Cyprina brongniarti (ROEMER)
C. nuculaeformis (ROEMER)

Prof.4:

4/2 Pecten sp.
Ostrea sp.
4/4a cf. Synastreidae
4/4h Synastrea sp.

Prof.5:

5/4 Cidaris florigemma PHILLIPS
Pecten sp.
Ostrea sp.
5/5 Cidaris florigemma PHILLIPS
Natica sp.

Prof.6:

6/2 Ostrea sp. sp.
6/4a cf. Synastreidae

Prof.7:

7/1 Synastrea sp.
7/5 Synastrea sp.

Prof.8:

8/4b cf. Synastreidae
8/3b Synastrea sp.

Prof.9:

9/1a Montlivaltia sp.
9/1b Synastrea sp.
9/1c cf. Synastreidae

Prof.10:

10/12 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
10/13 Nerinea sp.
Zeilleria ventroplana (ROEMER)

Prof.11:

11/2 Montlivaltia sp., cf. Microsolenidae

11/2 Cidaris florigemma PHILLIPS
11/4 Ostrea deltoidea SOWERBY
11/7 Zeilleria ventroplana (ROEMER)

Prof.12:

12/5 cf. Synastreidae
12/6 cf. Synastreidae

Prof.13:

13/4 Montlivaltia sp.
Synastrea sp.
cf. Synastreidae

Prof.14:

14/5 Synastrea sp., Ostrea sp.
14/12 Cidaris florigemma PHILLIPS
Ostrea sp.

Prof.15:

15/23 Cyprina nuculaeformis (ROEMER)
15/26 Terebratula subsella LEYMERIE
Nerinea visurgis ROEMER
Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
Terebratula subsella LEYMERIE
15/28 Terebratula tetragona ROEMER
T. subsella LEYMERIE
Zeilleria ventroplana (ROEMER)
15/29 Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
Pecten comatus MÜNSTER
Chemnitzia abbreviata ROEMER
Terebratula subsella LEYMERIE
15/31 Echinobrissus damesi STRUCKMANN

Trigonia sp.
Trichites saussurei DESH.
Ceromya excentrica ROEMER
Cyprina brongniarti (ROEMER)
15/33 Terebratula subsella LEYMERIE
Cyprina nuculaeformis (ROEMER)
Pecten comatus MÜNSTER
Ceromya excentrica ROEMER

Prof.16:

16/7 Ostrea sp.
Cidaris florigemma PHILLIPS

Prof.17:

17/10 Rhynchonella pinguis ROEMER
17/11 Terebratula tetragona ROEMER
Nerinea sp.
Phasianella sp.
17/13 Terebratula tetragona ROEMER

Prof.18:

18/2 Lenticulina sp.
Cyclamina sp.
Haplophragmoides sp.
Schuleridia triebeli ?
Pecten variens ROEMER
Astarte laevis ROEMER
Lima subantiquata ROEMER
18/4 Terebratula tetragona ROEMER
18/10 Ostrea deltoidea SOWERBY
18/21c Zeilleria ventroplana (ROEMER)
Lenticulina ?

Ammobaculites ?
Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
Pecten sp.

Prof.19:

19/1 Phasianella striata SOWERBY
Pecten varians ROEMER
Ceromya excentrica ROEMER
19/3 Nerinea sp.
19/6 Terebratula tetragona ROEMER
Rhychonella pinguis ROEMER
Rhynchonella variens SCHLOTHEIM
19/7 Terebratula tetragona ROEMER
19/14 Ostrea deltoidea SOWERBY
19/19 Buccinum laeve ROEMER
Nerinea nodosa VOLTZ
19/26 Terebratula tetragona ROEMER
19/30 Terebratula tetragona ROEMER
19/33 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
Nerinea sp.

Prof.20:

20/1 Terebratula tetragona ROEMER
20/2 Cidaris florigemma PHILLIPS
20/4 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
20/10 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
20/11 Ostrea solitaria SOWERBY
Chemnitzia abbreviata ROEMER
Mesodon laesior FRICKE
20/21 U.Bauten 2 cm Ø ; bis zu 20 cm Abstand zwischen den Armen sowie:
Pholadomya paucicosta ROEMER
Natica abbreviata ROEMER

Pholadomya multicostata ROEMER
Pronoe nuculaeformis ROEMER
Cardium eduliforme ROEMER
Trigonia sp.
Mactromya sp.
Natica cf. globosa ROEMER
Amphicythere plena G.SCHMIDT
Limnocythere inflata STEGHAUS
Macrodentina ex. gr. steghausi
Schuleridia triebeli (STEGHAUS)
Macrodentina (Polydentina) wicheri STEGHAUS

20/24 Chemnitzia cf. paludiniformis CREDNER
Terebratula orbiculata ROEMER
Natica macrostoma ROEMER

20/28 Ostrea sp.
Trigonia sp.
Rhynchonella pinguis ROEMER
Modiola sp.
Mytilus sp.
Terebratula subsella LEYMERIE
T. bicanaliculata ZIETEN
Pecten concentricus DUNKER & KOCH
Isognomon cf. rugosa (GOLDFUSS)

Prof.24:

24/8 Cidaris florigemma PHILLIPS
Rhynchonella pinguis ROEMER
Chemnitzia sp.
Thamnastrea gibbosa BECKER

24/27 Zeilleria ventroplana (ROEMER)

Prof.25:

25/15 Rhynchonella pinguis ROEMER
Cidaris florigemma PHILLIPS

Thamnastrea sp.
25/23 Cidaris florigemma PHILLIPS
Rhynchonella pinguis ROEMER

Prof.27:

27/11 Nerinea visurgis ROEMER

Prof.29:

29/1 Terebratula subsella LEYMERIE
Exogyra virgula (DEFR.)
29/2 Exogyra virgula (DEFR.)
Terebratula subsella LEYMERIE
29/3 Mactromya rugosa ROEMER
Gervillia tetragona ROEMER
Isocardia striata d'ORBIGNY
Trigonia sp.
29/6 Exogyra virgula (DEFR.)

Prof.30:

30/5 Bourguetia striata (SOWERBY)
Cidaris florigemma PHILLIPS
30/12 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
Ostria multiformis DUNKER & KOCH
30/13 Nerinea sp.
Chemnitzia sp.
30/15 Chemnitzia heddingtonensis (SOWERBY)
Nerinea sp.
30/17 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
30/20 Zeilleria ventroplana (ROEMER) auch in den Schichten 21, 22 und 23.
30/24 Natica globosa ROEMER
Natica sp.
Chemnitzia sp.

Terebratula sp.
Corbula sp.
30/27 Ostrea sp.
Trichites sp.
Exogyra sp.
Cyprina nuculaeformis (ROEMER)
Natica globosa ROEMER
Natica turbiniformis ROEMER
Terebratula sp.
30/34 Trichites saussurei DESH.
Trigonia sp.
30/36 Exogyra virgula (DEFR.)
Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
Cyprina nuculaeformis (ROEMER)

Prof.31:

31/3 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
Rhynchonella pinguis ROEMER
31/4 Chemnitzia hedingtonensis (SOWERBY)
Nerinea sp.
Zeilleria ventroplana (ROEMER)
Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
31/6 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
31/8 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
31/9 Zeilleria ventroplana (ROEMER)
Ostrea sp.
Pecten buchi ROEMER
Natica sp.

Prof.33:

33/12 Ostrea multiformis DUNKER & KOCH
33/13 Terebratula subsella LEYMERIE
33/14 Ostrea multiformis DUNKER & KOCH

33/15 Terebratula subsella LEYMERIE
Exogyra virgula (DEFR.)
33/16 Natica clio ?
Cidaris sp.
Pecten sp.
Terebratula subsella LEYMERIE
T. sp.
Trichites saussurei DESH.
33/24 Ostrea sp.
33/26 Ostrea sp.
Pecten sp.

Prof.35:

35/16 Terebratula subsella LEYMERIE
35/19 Terebratula subsella LEYMERIE
Mactromya rugosa ROEMER
Natica sp.
35/27 Exogyra virgula (DEFR.)

Prof.36:

36/2 Terebratula substriata ROEMER
T. subsella LEYMERIE
Cyprina nuculaeformis ROEMER
Natica rugosa SOWERBY

Literaturverzeichnis

ALDINGER, H. Zur Entstehung der Eisenoolithe im Schwäbischen Jura. Z.dt.geol.Ges., 109, Hannover 1957

ALDINGER, H. Eisenoolithbildung und rhythmische Schichtung im Süddeutschen Jura. Geol.Jb., 74, 87-96, 5 Abb., Hannover 1957

ALEXANDERSSON, T. Recent littoral and sublittoral high Mg Calcite lithification in the mediterranean. Sedimentology, Spec. Issue, 12, 47-61, 6 Abb, 2 Taf., Amsterdam 1969

ARKELL, W.J. On the nature, origin and climatic significance of the coral reefs in the vicinity of Oxford. Quart.J.Geol.Soc. London, 91. S.77-110, 6 Taf., London 1935

ARKELL, W.J. Standard of the Europian Jurassic.- Bull. geol. Soc. Amer., 57, 1, S.1-34, 4 Taf., New York 1946

BALL, M.M. Carbonate Sandbodies of Florida and the Bahamas. J.Sed.Petrol., 37. 2, 556-591, 4 Abb., Tulsa 1967

BAUSCH, W.M. Die Oolithe des Malm.- In: Unterscheidungsmöglichkeit mariner u. nichtmariner Sedimente. S.343-345, Krefeld 1963

BATHURST, R.G.C. Boring algae, micrite envelops and lithification of molluscan biosparites. Geol.J. 5, 15-32, 1965

BATHURST, R.G.C. Diagenetic fabrics in some British Dinautian limestones. Liverpool Manchester Geol.J., 2(1), 11-36, 1958

BERG, G. Vergleichende Petrographie ooltihischer Eisenerze. Arch.f.Lagerstättenforschung, 76, 124 S., 6 Taf., 131 Abb., Berlin 1944

BERNER, R.A. Chemical diagenesis of some modern carbonate sediments. Am.J. Sci., 264, S.1-36, 1966

BRADLEY, W.H. Cultures of algal oolithes. Am.J. of Sci., ser. 5, 18, A.145-148, New Haven 1929

BRAND, E.; HOFFMANN, K. Stratigraphie and Fazies des norddeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten. Erdöl und Kohle, 16, S.437-450, Hamburg 1963

BRAUNS, D. Die Stratigraphie und Paläontologie des südöstlichen Theiles der Hilsmulde. Paläontographica, 1864, 13, S.75-146, Kassel 1864-66

BRAUNS, D. Der obere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig 1871 und 1874

BUEHLER, J.E. The use of Peels in Carbonate Petrology, Journal of Sedimentary Petrology. A publication of the society of economic Paleontologists and Mineralogists, a division of the American Association of Petroleum Geolists. Vol.18, No.2, August 1948

CAROZZI, A.V. Micro-Mechanisms of sedimentation in the Epicontinental Environment. Journal of Sedimentary Petrology. American Ass.Petrol.Geolog. Vol.28, No.2, pp. 133-150, June 1958

CAROZZI, A.V. Microscopic Sedimentary Petrography, John Wiley & Sons, Inc., New York and London 1960

CAROZZI, A.V. Distorted oolites and Pseudoolites. J.Sed.Petrology, v.31. No.2, 262-274, 1961

CARSS, B.W.; CAROZZI, A.V. Petrology of upper Devonian Pelletoidal Limestones, Arrow Canyon Range. Sedimentology v.4, No.3, p.197-224, 1965

CAROZZI, A.V.; ROCHE, J. Petrography of selected chesterian carbonates (visean-Namurian) from the Type area in south western Illinois. Acad.Sci. Trans. v.61, No.2, pp.82-200, 1968

CLOUD, P.E.J. Physical limits of glaukonite formation, Bull.Am.Assoc. Petrol.Geologists, 39. 484-492, 1 Tab., Tulsa, Oklahoma 1955

CORRENS, C.W. Zur Geochemie der Diagenes; I, Das Verhalten von $CaCO_3$ und SiO_2. Geochem. et Cosmochem. Acta, 1, 49-54, 1 Abb., 1 Tab., London 1950

CREDNER, W. Über die Gliederung der oberen Jura-Formationen und der Wealden-Bildung im nordwestlichen Deutschland. Nebst einem Anhang über die daselbst vorkommenden Nerineen und Chemnitzien, 192 S., 27 Abb., 1 Übersichtsk. 10 Prof., Prag 1863

DAHLGRÜN, F. Tektonische, insbesondere kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiete. Z.deutsch. geol. Ges. 16. Berlin 1923

DE GROOT, K. Inorganic precipitation of calcium carbonate from the seawater Nature, 207, 404-405, 1965

DE GROOT, K. The chemistry of submarine cement formation at Dohat Hussain in the Persian Gulf. Sedimentology, Spec. Issue (Lithification of Carbonate Sediments, I), 12, 3/4, S.63-68, 1 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1969

DUBBERS, H. Der obere Jura auf dem Nordostflügel der Hilsmulde. Diss. Göttingen 1888

DUNKER, W.; KOCH, F.T.L. Beiträge zur Kenntnis des norddeutschen Oolithgebildes. Braunschweig 1837

EICHLER, J. Mineralogische und geologische Untersuchungen von Bohnerzen in Baden-Württemberg, besonders der Vorkommen bei Liptingen, Kreis Stockach. N.Jb.Miner., Abh., 97. 1, S.51-111, 4 Abb., 11 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1961

EMERY, K.O. Marine solution basins.
Jour.Geology, Vol.54. pp.209-228,
15 Abb., 4 Tab., Chicago 1946

FABRICIUS, F. Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen.
Geol.Rundschau, 56. 140-170,
2 Taf., 10 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1967

FARROW, G.E. Bathmetric zonation of jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England.
Palaeontogr., Palaeoclim. Palaeoecol., Vol.2, No.2, S.103-151,
11 Abb., 3 Tab., 7 Taf., Amsterdam 1966

FENTON, C.L.; FENTON, M.A.
Algal reefs and bioherms in the Belt series of Montana.
Geol.Soc.American Bull., v.44,
1135-1142, 1933

FINKENWIRTH, A. Das Eisenerz des Lias am Kahleberg bei Echte und der Weißjura in Südhannover.
Geol.Jb. Beih.,56. 1315, 25 Abb.,
2 Tab., 12 Falttaf., Hannover 1964

FINKENWIRTH, A.; HOYER, P., HERRMANN, A., JORDAN, R., SIMON, P., WOLFART, R.
Feinstratigraphie, Fazies und Tektonik im Malm von Süd- und Mittel-Niedersachsen.
Z.deutsch.geol.Ges. 117, S.705-712,
1 Abb., 2 Tab., Hannover 1965

FISCHER, A.G.; GARRISON, R.E.
Carbonate lithification on the sea floor.
J.Geology, 75. 488-496, 1967

FLÜGEL, E. Mitteljurassische Korallen vom Ostrand der großen Salzwüste (Shotori-Kette-Iran)
N.Jb.Geol.Paläont., Abh., 126, H.1,
S.49-91, Stuttgart 1966

FLÜGEL, E.; KIRCHMAYER, M.
Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide.
N.Jb.Geol.Paläontologie Mh., 1962,
113-123, 2 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1962

FLÜGEL, E. Zur Mikrofazies der alpinen Trias. Jb.Geol.B.A.106, S.205-228,Wien, Mai 1963

FOLK, R.L. Practical petrografic calssification of Limestones. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Vol.43, Nr.1, Jan. 1959, p.1-38, Tulsa 1, Oklahoma

FOLK, R.L. Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. In: L.C.PRAY & R.C.MURRAY (Editors), Dolomitisation and limestone Diagenesis. A Symposium. Soc.Econ.Paleontologists Mineralogists, Spec.Publ.,13, 14-48, 1965

FRATSCHNER, W.Th. Fazies und Tektonik im Hils. Diss. Clausthal 1950

FREITAG, K.P. Ausbildung und Verbreitung des Korallenoolith im westlichen Wesergebirge und Wesergebirgsvorland, 36 Abb., 6 Tab., Clausthal 1969

FRIEDMANN, G.M. Identification of carbonate minerals by staining methods. J.sedimnt.Petrol., 29. 87-97, 1957

GINSBURG, R.N. Beachrock on South Florida. Jour.Sedimentary Petrology, Vol.23, pp.85-92, 1953

GEYER, O.F. Die Fauna der oolithischen Trümmerkalke des oberen Malm in Württemberg und ihre Beziehungen zur korallogenen Fazies des Tithon. Neues Jb.Geol.Paläontol.Mh. S.130-140, 2 Tab.,Stuttgart 1953

GEYER, O.F. Die oberjurasische Korallenfauna von Württemberg. Palaentographica, 104, Abt.A, Stuttgart 1954

GINSBURG, R.N. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate Sediments in South Florida. Regional Aspects of Carbonate Deposition (Soc.Econ.Paleontologists and Mineralogists), pp.80-100, spec. publ. No.5, 1957

GINSBURG, R.N.; LOWENSTAM, H.A.
The Influence of Marine Botton communities on the depositional Environment of Sediments.
J.Geol., Vol.66. No.3, 310-318, 5 Abb., 2 Taf., Chicago 1958

GINSBURG, R.; SCHROEDER, J., SHINN, E.A.
Submarine cementation within Bermuda reefs.
Geol.Society Am.Abstracts for 1967

GLASHOFF, F.
Ostracodenfaunen und Paläogeographie im Oxford NW-Europas
Palont. Z., 38. 1/2, S.28-65, 3 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Stuttgart 1964

GRAMANN, F.
Schwamm-Rhaxen und Schwamm-Gesteine (Spongolithe, Spiculite) aus dem Oxford NW-Deutschlands. 8 S., 1 Abb., 1 Taf. 80, 1963 (Sept.1962)
Geol.Jb. 80. 8 S., 1 Abb. 1 Taf., 1963

GRUPE, O.
Bitumen führende Horizonte im nordwestdeutschen weißen Jura und ihre Bedeutung als Bildner schwefelwasserstoffhaltiger Grundwässer und Quellen.
Jb.preuß.geol.Landesanst. 53 für 1932. S.702-730, Berlin 1933

GRUPE, O.
Zur Geologie der Asphaltlagerstätten des Weißen Jura bei Eschershausen am Hils unter besonderer Berücksichtigung der Frage ihrer Entstehung.
Jb.preuß.geol.Landesanst. 56. S.222-247, Berlin 1935

HÄNTSCHEL, W.
Seeigel-Spülsäume.
Natur und Volk, 66. S.293-298, 4 Abb., Frankfurt am Main 1936

HADDING, A.
The lithological character of marine shallow water limestones.
K.Fysiogr.Sällsk. Förh., Bd.26.
Lund 1956

HADDING, A.
Hidden Hiatusis and related phenomena. Some lithogogical problems.
Kungl.Fysiogr.Sällsk. Förhandlingar, Bd.28. pp.159-171, 6 Abb., Lund 1958

HEIM, A. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol.Rdsch., Bd.15. Berlin 1924

HEIM, A. Stratigraphische Kondensation. Eclog.geol.Helvetiae, Vol.27. 372-383, 2 Abb., Basel 1934

HEIM, A. Oceanic sedimentation and submarine discontinuities. Ecloge.Geol.Helv., 51. 642-649, 3 Abb., Basel 1958

HOFFMANN, F. Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland, Leipzig 1830

HOFFMANN, K.; SCHOTT, W. Oil accumulation and the Jurassic System in North-West-Germany. Proc. 4th World Petrol.Congr., Sect. I/A/3, S.161-171, 1 Taf., 1 Fig., 1 Tab., Rom 1955

HOYER, W. Heersumer Schichten und Korallenoolith bei Ahlem nordwestlich von Hannover JB Preuß.geol.L.A. 24. S.211-230, Berlin 1907

HOYER, P. Fazies, Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister, Osterwald und Süntel. Beih.geol.Jb. 61. 249 S., 16 Abb., 3 Tab., 11 Falttaf., Hannover 1965

HUCKRIEDE, R. Moluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre Paläogeographische Bedeutung. Bh.Geol.Jb., 67. 263 S., 32 Abb., 25 Taf., Hannover 1967

ILLING, L.V. Bahama Calcareous Sands. Bull.Amer.Ass.Petr.Geol. 38. 1, S.1-95, Menasha 1954

JAANUSSON, V. Discontinuity surfaces in Limestones. Bull.Geol.Inst. Univ.Uppsala Vol.40. Uppsala 1961

KLASSEN, H. Stratigraphie und Fazies des tieferen Malm im Wesergebirge und Teutoburgerwald. Veröffentl.d.Naturw.Ver.Osnabrück, 32. 96 S., 2 Abb., 4 Anl., Osnabrück 1963

KLASSEN, H. Der tiefere Malm im westlichen Niedersächsischen Becken (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläogeographie). Diss.Hamburg 1966

KOLBE, H. Neue Ergebnisse im südlichen Gifhorner Trog. Z.deutsch.Geol.Ges., 112, S.577, Hannover 1961

KIRCHMAYER, M. Höhlenperlen (Cave Pearls, Perles des Cavernes) Vorkommen, Definition sowie strukturelle Beziehung zu ähnlichen Sedimentsphäriten. Österr.Akad.d.Wissensch., Math.-naturw.Klasse, 10. S.1-7, Wien 1963

KIRCHMAYER, M. Höhlenperlen (Cave Pearls) aus Bergwerken. Österr.Akad.d.Wissensch., Math.-naturw. Klasse, Abt.I, 173, S.309-349, 17 Abb., 6 Tab., Wien 1964

KIRCHMAYER, M.; KLARR, K.; STREHL, E. Sedimentologische Untersuchungen an umgelagerten Korallenstöcken des Mitteldevons an der Birkenburg im Oker-Tal (Harz) N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 4 Tab. u. 4 Diagr. im Text, Stuttgart, Febr.1964

KLÜPFEL, W. Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Palaeogeographie in der Weser-Erzformation des Ober-Oxford. Z.deutsch geol.Ges., 78. S.178-192, Berlin 1926

KLÜPFEL, W. Stratigraphie der Weserkette. Abh.preuß.geol.Landesanst., 129, S.13-423, Berlin 1931

KLINGLER, W. Mikrofaunistische und stratigrafisch-fazielle Untersuchungen im Kimmeridge und Portland des Weser-Aller-Gebietes. Geol.Jb.,70, S.167-246, Taf.6-22, 7 Abb., Nachtrag S.575-576, Hannover 1955

KNATZ, H. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an künstlich gebildeten Kalkooiden. Glückauf-Foschungshefte, 3, S.169-175, 14 Abb., Essen 1965

KOENEN, A.v. Über Dolomitisierung von Gesteinen im südlichen Hannover. Z.deutsch.geol.Ges., 54. S.143, Berlin 1902

KOENEN, A.v. Über scheinbare und wirkliche Transgressionen. Nachr.kgl.Ges.Wiss.math. phys.Kl., Göttingen 1906

KOENEN, A.v. Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen usw., Bl. Salzhemmendorf, Liefg. 153, 3-42, Berlin 1911

KOENEN, A.v. Über Veränderungen des Verhaltens von Störungen im Fortstreichen und Einfallen und über den Bau der Hilsmulde. 6 Jb.nieders.geol.Ver. 1-15, Hannover 1913

KRUMBEIN, W.C.; SLOSS, L.L. Stratigraphy and Sedimentation. 2.Aufl., Freeman & Comp. San Francisco u. London 1963

KUMM, A. Über die Entstehungsart der Eindrücke und ihre geologische Bedeutung unter besonderer Berücksichtigung oolithischer Gesteine. Geol.Rdsch.,16, S.178-189, 257-284, Stuttgart 1925 (1925b)

KUMM, A. Der Malm. Geol.Lagerst.Niedersachsens, 2, 3 Abt., Hannover 1960

LACY, J.E.; CAROZZI, A. Critères de distinction entre Oolith autochthones et allochthones; Application au cacäre de Sainte Geneviève (Viséen) de Illinois U.S.A. Bull.Centre Rech.Pau-SNPA, 1, 1, 279-313, 13 Abb., 4 Taf., 1967

LACY, J.E. Criteria for the distinction of autochthonous from allochthonous oolites. Application to the Ste. Genevieve Limestone (Valmeyeran, Mississippian) southern Illinois) Diss.Abs.Sec.B, Sci and Eng. v.28. No.8, p.3339B-3340B, 1968

LAND, L.S. Diagenesis of skeletal carbonates. J.Sedimentol. Petrol. 37. S.914-930 1967

LAPORTE, L.F. Carbonate Deposition near sea-level and resultant Facies Mosaic Manlius Formation (Lower Devonien) of New York state. Bull.Amer.Ass.Petrol. 51. I, S.73-101, 34 Abb., 3 Tab., Tulsa 1967

LOTZE, F. Über synorogene Sedimentation. Z.deutsch.geol.Ges., 102, (1950), S.163, Hannover 1951

LUTZE, G.F. Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest-Deutschland. Geol.Jb.,Band 77. S.391-532, 21 Taf., 20 Abb., Hannover, Jul.1960

LUTZE, G. Unter-Oxford im Hildesheimer Juragzug. Z.deutsch.geol.Ges. 114, S.360-377, 8 Abb., Hannover 1963

MÄGDEFRAU, K. Über einige Bohrgänge aus dem unteren Muschelkalk von Jena. Palaeontol.Zeitschrift, Bd.14, Pl.V, 1932

MILLIMAN, J. Marine lithification of carbonate sediments. Science, 153. S.994-997, 1966

MONAGHAN, P.H.; LYTLE, M.L. The origin of calcarous Oolithes. J.Sed.Petr., 26. S.111-118, Tulsa, Okla. 1956

NAHNSEN, M. Die Gesteine des Norddeutschen Korallenooliths, insbesondere die Bildungsweise des Ooliths und Dolomits. N.Jb.Mineral., 35, S.277-351, Stuttgart 1912

NEWELL, N.D.; RIGBY, J.K.; WHITEMAN, A.J.; BRADLEY, J.S. Shoal-water geology and environment, eastern Andros Island, Bahamas. Bull.Amer.Mus.Nat.Hist., Vol.97, Nr.1, pp.1-29, N.Y.1951

NEWELL, N.D.; IMBRIE, J.; PURDY, E.G.; THURBER, D.L.
Organism communities and bottom facies, great Bahama Bank. Bull.Amer.Mus.Nat.Hist.Vol.117, No.4, New York 1959

NEWELL, N.D.; PURDY, E.G.; IMBRIE, J.
Bahamian oolithic sands. J.Geol., 68. S.481-497, 3 Abb., 2 Tab., Chicago 1960

OERTEL, W. Die geologischen Verhältnisse des Deister- und Süntelgebietes der Gegend von Lauenau. Jber.nieders.geol.Ver. 5, S.84-104, Taf.2, Hannover 1913.

OPPENHEIMER, C.H. Note on the Formation of Spherical Aragonitic Bodies in the presence of Bacteria from the Bahama Bank. Geochem.Cosmoch.Acta, 23, S.295-296, London 1961

PETTIJOHN, F.J. Intraformational phosphate Pebles of the Tioin City, Ordovician. Journal of Geology, Vol.34. S.361-373, 1926

PLOTE, H. Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Korallenoolith zwischen Wesergebirge und Gifhorner Trog. Braunschweig 1959

PRATJE, O. Rezente marine Eisenooide aus der Nordsee. Cbl.Min.Geol.Pal., B., S.289, 1930

QUERING, H. Oolithentstehung. Z.deutsch.geol.Ges., 96, H.1-3, S.75-87, Berlin 1944

RADWANSKI, A.; SZULCZEWSKI, M.
Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). Ann.Univ.Sci.Budapest, Sect.Geol., 9, (1965), 87-107, 5 Abb., 6 Taf., Budapest 1966

RADWANY, T.M. Stratigraphie und Fazies des Malm im nordwestlichen Selter-Zug. (Unveröffentlichte Diplomarbeit), Göttingen 1965

RAECKE, A. Paläogeographische Untersuchungen über den obersten Jura und den Wealden Nordwestdeutschlands. Jb.preuß.geol.Landesanst., 53, 611-654, Berlin 1933

REINECK, H.E. Wühlbau-Gefüge in Abhängigkeit von Sediment-Umlagerungen. Senck.Lethea, Bd.39. Nr. 1/2, S.1-23, 54-56, Frankfurt a.M. 1958

RICHTER, R. Gestalt und tektonische Bewegungen des niedersächsischen Beckens. "Öl und Kohle, vereinigt mit Erdöl und Teer", 14. S.968-976, 4 Abb., Berlin 1938

RICHTER-BERNBURG, G. Gestalt und tektonische Bewegungen des niedersächsischen Beckens. Regionalgeologische Ergebnisse neuerer Bohrungen. Oel und Kohle, 14. 4 Abb., Berlin 1938

ROEMER, F.A. Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithgebirges. Hannover 1836
Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithgebirges. Ein Nachtrag. Hannover 1839

ROEMER, F.A. Die jurassische Weserkette. Z.deutsch. geol.Ges. Jg.1857, S.581-728, Berlin 1857

ROTHPLETZ, A. Über die Bildung der Oolithe. Botan.Zbl., 35, S.265-268, Kassel 1892

ROTHPLETZ, A.; GIESENHAGEN, K. Über Oolithe. Abh.bayer.Akad.Wiss.math.-nat., 29, S.5, 1922

SALFELD, H. Die Gliederung des oberen Jura in Nordwesteuropa von den Schichten mit perisphinctes martelli OPPEL an aufwärts auf Grund von Ammoniten. N.Jb.Miner.usw., Beil. Bd.37. S.125-246, 2 Tab., Stuttgart 1914

SANDER, N.J. Classification of carbonate rocks of Marine Origin. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 51. No. 3, (March 1967), p.325-336, 3 Tables

SCHMIDT, G. Stratigraphisch wichtige Ostracoden im "Kimmeridge" und tiefesten "Portland" NW-Deutschlands. Paläont.Z., 28. H.1/2, S.81-101, Taf.5-8, 3 Abb., Stuttgart 1954

SCHMIDT, G. Stratigraphie und Mikrofauna des mittleren Malm im nordwest-deutschen Bergland mit einer Kartierung am südlichen Ith. Abh.Senckenberg.naturforsch.Ges., 491, Frankfurt a.M. 1955

SCHÖNDORF, F. Die Stratigraphie und Tektonik der Asphalt-Vorkommen von Hannover. Iber.nieders.geol.Ver., S.105-138, Hannover 1911

SCHÖNDORF, F. Über einige Terebrateln des Oberen Jura von Hannover. 5.Jber.nieders.geol.Ver.für 1912, S.105-116, Taf.3, Hannover 1913 (1913b)

SCHÖNDORF, F. Die Schichtenfolge des Oberen Jura am Samkeweg bei Springe. Jber.nieders.geol.Ver., 7, S.107-115, Hannover 1914 (1914a)

SCHÖNDORF, F. Die Weiß-Jura-Aufschlüsse von Völksen am Deister. Jber.nieders.geol.Ver., 7, S.125-144, Taf.VI-VII, 1 Kartenskizze, Hannover 1914 (1914b)

SCHÖNDORF, F. Das Vorkommen und die Stratigraphische Stellung der "humeralis Schichten" im nordwestdeutschen Weißen Jura. 5.Jber.nieders.geol.Ver.für 1912, S.23-63, Hannover 1913 (1913a)

SCHOLZ, E. Über die geologischen Verhältnisse des Süntel und anstoßenden Wesergebirges. Jber.naturhist.Ges.Hannover, 58/59 (1907-1909), S.78-112, Hannover 1910

SCHOTT, W. Paläogeographische Untersuchungen über den oberen Braunen und unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands. Abh.preuß.geol.L.A., N.F., 133, 51 S., 13 Abb., 6 Taf., Berlin 1930

SCHOTT, W. Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im unteren Weißen Jura in der weiteren Umgebung von Braunschweig. Jb.preuß.Landesanst., 58,(1937), S.697-728, 1 Taf., 5 Abb.,Berlin 1938

SCHOTT, W. Paläogeographische Übersicht über die Ablagerungen der Korallenoolithzeit in Nordwestdeutschland. Arch.Lagerstättenforsch., 75, S.69-70, Berlin 1942

SCHOTT, W. Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Malms. Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, S.129-135, Hannover-Celle 1949

SCHOTT, W. Der obere Weiße Jura und die tiefeste Unterkreide im Deutsch-Holländischen Grenzgebiet. Geol.Jb.,65(1949, S.213-270, 2 Taf., Abb.17, Hannover 1950

SEE, K.V. Geologische Untersuchungen im Weser-Wiehengebirge bei der Porta Westfalica. N.Jb.Miner.,Beil.Bd.30,S.628-716, Stuttgart 1910

SEEBACH, K.v. Der Hannoverische Jura, Berlin 1864

SEIBOLD, E. Untersuchungen zur Kalkfällung und Kalklösung am Westrand der Great Bahama Bank. Sedimentology 1, Amsterdam 1962

SEITZ, O. Zur Paläogeographie des Korallenooliths. Erdöl und Kohle, 2, 1-4, Hamburg 1949

SHINN, E.A. Submarine lithification of Holocene Carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology, Spec.Issue, 12. 109-144, 36 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1969

SIEGFRIED, P. Die Heersumerschichten im Hildesheimer Jurazug. Geol.Jb., 67. S.273-360, 10 Taf., 18 Abb., 1 Tab., Hannover (Sept.1952), 1953

SIMON, P. Paläographie der nordwestdeutschen Malm Erze. Beih.z.Geol.Jb. Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagerstätten, Bd.2, 3, S.339-345, 2 Abb., Hannover 1969

SPEYER, C. Die Korallen des nordwestdeutschen oberen Jura. Verhandl.des Naturhist. Medizin.Vereins zu Heidelberg, N.F., Bd.XV, 1926

STRACHOW, N.M. Vergleichendes lithologisches Schema authigener Sedimentbildung am Meeresboden. Z.f.angew.Geol., 2, H.2-3, S.119-130, Berlin 1956

STRUCKMANN, C. Über die Fauna des unteren Korallenooliths bei Völksen unweit von Hannover. Z.deutsch.geol.Ges., 29, S.534-544, Berlin 1877

STRUCKMANN, C. Der obere Jura in der Umgebung von Hannover. (Eine Paläontologisch-geognostisch-statistische Darstellung.), Hannover 1878 (1878a)

STRUCKMANN, C. Geognostische Studien am Deister II. Jber.naturhist.Ges., Hannover, 29-30, S.60-75, Hannover 1880

TAFT, W.H.; ARRINGTON, F.; HAIMOVITZ, A.; MACDONALD, C.; WOOLHEATER, Ch. Lithification of modern marine carbonate sediments of yellow Bank Bahamas. Bull.Marine Science, 18, 762-828, 36 Abb., 6 Tab., 1968

THEODOROWITSCH, G. Über die Genesis des Dolomites in Sedimentären Bildungen. Z.angew.Geol., 1, H.2, Berlin 1955

USDOWSKI, H.-E. Der Rogenstein des norddeutschen Unteren Buntsandsteins, ein Kalkoolith des marinen Faziesbereiches. Fortsch.Geol.Rheinld.u.Westf., 10, S.337-342, 1 Abb., 1 Tab., Krefeld 1963

VOIGT, E. Die ökologische Bedeutung der Hartgründe in der oberen Kreide. Pal.Z., 33, 3, S.129-147, Stuttgart 1959

VOIGT, E. Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzenden Gebiete. Z.deutsch.geol.Ges., 114, 2, Jg., 1962, S.378-418, 15 Abb., Hannover 1963

VOIGT, E. Über Hiatus-Konkretionen. Geol.Rdsch., Bd.58, 1968

WATTENBERG, H. Die Bedeutung anorganischer Faktoren bei der Ablagerung von Kalziumkarbonat im Meere. Geol.Meere u. Binnengewässer, 1, S.237-259, Berlin 1937

WATTENBERG, H.; TIMMERMANN, E. Über die Sättigung des Meerwassers an $CaCO_3$ und die anorganische Bildung von Kalksedimenten. Ann.hydrogr.u.maritim.Meteorol., 64, S.23-31, Berlin 1936

WELLS ; ILLING Present day precipitation of calciumcarbonate in the Persian Golf. Developments in Sedimentology, 1, Deltaic and shallow marine deposits, S.429-435, 3 Abb., Elsevier 1964

WETZEL, W. Studien zur Paläontologie des Nordwesteuropäischen Bathonien. Palöonthographica, Bd.87. Abt. A, pp. 77-157, 1937

WICHMANN, R. Das Korallenoolith und Kimmeridge im Gebiet des Selter und Ith. Diss. Göttingen 1907

WOLBURG, J. Synsedimentäre Schwellen im Weißjura, Wealden und in der Unterkreide des Emslandes. Z.deutsch.geol.Ges., 104. S.526-527, Hannover 1952

WOLF, K.H. The Importance of Calcarous Algae in Limestone Genesis and Sedimentation. N.Jb.Geol.Paläontol., Mh., 1962, 245-259, Stuttgart 1962

WOLF, K.H. Graditional sedimentary products of calcareous Algae Sedimentology, Vol.5, No.1, July 1965

WOLF, K.H. "Grain-deminition" of algal colonies to micrite. J.Sediment.Petrol., 35. 420-427, 1965

ZEISS, A. Zur Stratigraphie des Calloviens und Unter-Oxfordiens bei Blumberg (Südbaden). Jh.geol.L.A.Baden-Württ., 1, S.239-266, Freiburg i.Br. 1955

Verzeichnis der benutzten Karten und deren Erläuterungen

CREDNER, H. Geognostische Spezialkarte der Umgebung von Hannover. Hannover 1865

DUNKER, W. Geognostische Spezialkarte der Grafschaft Schaumburg

GRUPE, O.; EBERT, A. Blatt Lauenau, 1928

GRUPE, O.; Ebert, A. Blatt Springe, 1928

NAUMANN, E. Blatt Eldagsen, 1928

NAUMANN, E.; BURRE, O. Blatt Hameln, 1928

Benutzte Blätter der geologischen Karte von Preußen 1 : 250 000 mit Erläuterungen

Alfeld, Liefg. 127 (4024)

Brackwede, Liefg. 256 (4017)

Einbeck, Liefg. 91 (4125)

Gronau, Liefg. 153 (3924)

Groß-Freden, Liefg. 91 (4025)

Hameln, Liefg. 251 (3822)

Kathrinhagen, Liefg. 330 (3721)

Lauenau, Liefg. 271 (3722)

Minden, Liefg. 330 (3719)

Bl. Salzhemmendorf Nr. 3923, Neue Ausgabe, Erläuterungen: R.HERMANN, 133 S., 1 Kt., 3 Fototaf., 5 Tab., 10 Abb. Hannover 1968

Verzeichnis der Tafeln:

Tafel I

A_1 (18/1) Schillführender Oomikrit. Die Ooide sind gut gerundet; Bioklaste und Intraklaste besitzen meist eine Mikrithülle. Die Körner sind randlich schwach angelöst.

A_2 (6/6) Oomikrit, z.T. sparitisiert, typisch für Beckenfazies. Relativ wenig Bioklaste und kaum Intraklaste. Links ein sogenannter Ooidbeutel.

Tafel II

B_2(18/6d) Biomikrit mit vereinzelten Ooiden, Intraklasten und Onkoiden. In der Matrix feindetritische Bioklaste; die großen Bioklaste bestehen in dieser Probe aus Gastropoden.

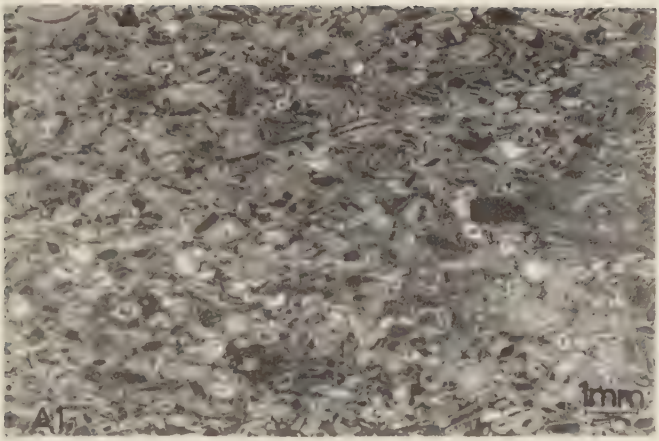
C_1(18/7b) Pelmikrit mit feinem Schalendetritus und vereinzelten großen Bioklasten. Dieser Mikrofaziestyp ist meist dekristallisiert.

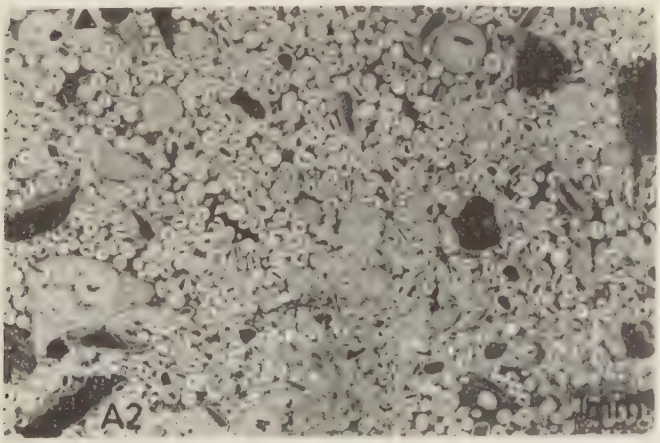
Tafel III

D_2(18/8a) Intrasparit mit sehr variabler Korngröße der einzelnen Intraklaste.

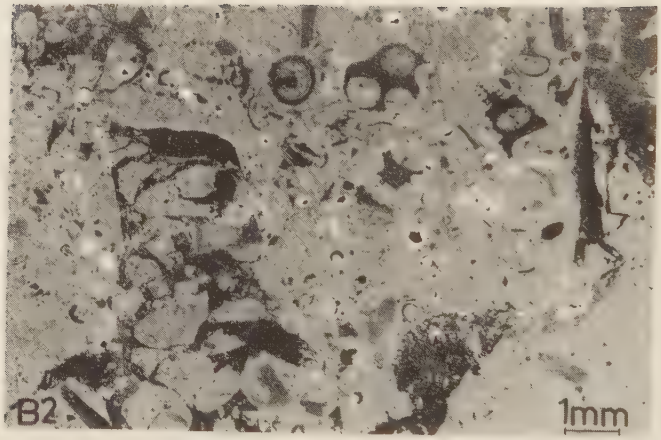
F_1 (6/12) Reiner Pellitkalk im Kontakt mit Pelmikrit.

Tafel I

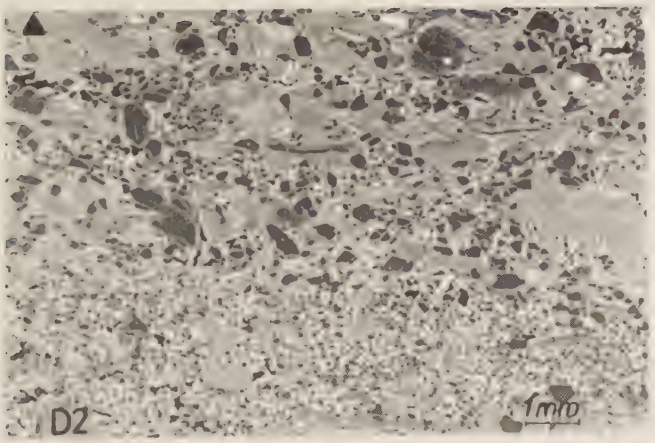


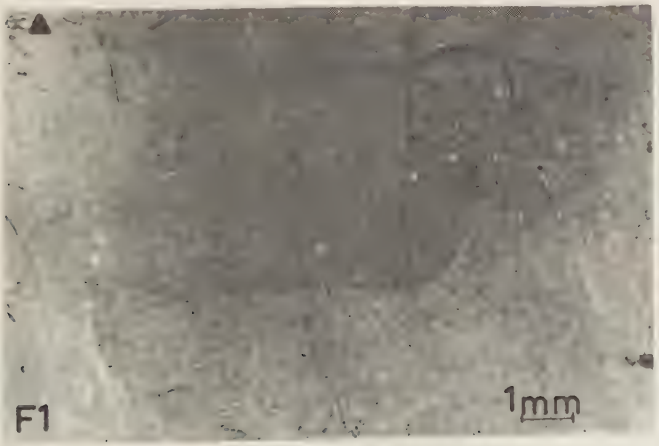


Tafel II



Tafel III





L e b e n s l a u f

Am 10.2.1937 wurde ich, M.Taher Radwany, in Mosul (Nordiraq) als Sohn des Heilpraktikers Amin Radwany und seiner Frau Zakia, geb. Al-Sarraf geboren. Ich ging in Mosul zur Schule, wo ich im Sommer 1953 das Reifezeugnis (mathematisch-naturwissenschaftliche Sektion) erwarb.

Im WS 1953/54 nahm ich mein Studium an der Universität Baghdad auf. Ich begann mit Biologie und wechselte im SS 1955 zur Geologie über. Im Juli 1959 erlangte ich den Grad "Bachelor of science special degree" in Geologie und Paläontologie mit der Note "Sehr gut" und damit die Berechtigung, mein Studium im Ausland fortzusetzen. Im Studienjahr 1959/60 war ich Lektor für Biologie an der medizinischen Fakultät der Universität Baghdad.

Im August 1960 kam ich in die Bundesrepublik Deutschland. Nach sechs Monaten Sprachstudium immatrikulierte ich mich im SS 1961 in Bonn. Im folgenden WS 1961/62 ging ich nach Göttingen und legte dort am 13.5.1965 die Hauptdiplomprüfung ab. Meine Diplomarbeit hatte das Thema: "Stratigraphie und Fazies des Malm im nordwestlichen Selter-Zug."

Seit dem WS 1965/66 bin ich in Tübingen, wo ich unter der Betreuung von Herrn Professor Seilacher meine Dissertation begann. Die Beendigung verzögerte sich, da sich einerseits die Fragestellung im Laufe der Bearbeitung änderte und ich andererseits aus gesundheitlichen Gründen mehrmals gezwungen war, die Arbeit für längere Zeit zu unterbrechen - im Jahre 1969 durch die Folgen eines schweren Autounfalls und in den Jahren 1972/73 durch Krankheit. So konnte ich meine Dissertation erst im Juni 1974 beenden.

Meine Hochschullehrer in Baghdad waren die Herren Ali, Hilal, Ireland, Ismail, Mitchell, Osmann und Sayab.
In Deutschland waren es die Herren Ackermann, Bartels, Baur, Bederke, Braitsch, Brinkmann, Correns, Einsele, Erben, Hiltermann, Koritnik, Neuhaus, Plessmann, Potonie, Remy, Scheffer, H.Schmidt, Schott, Seilacher, Walliser, Westfal, Wiedmann, Wunderlich, Zeemann.

Druck: Polyfoto - Dr. Vogt KG
7000 Stuttgart 1, Forststr. 58
Telefon (0711) 61 06 41 / 42

Druck: Polyfoto - Dr. Vogt KG
7000 Stuttgart 1, Forststr. 58
Telefon (0711) 61 06 41 / 42